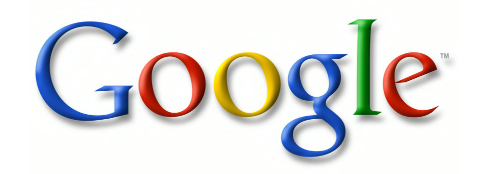
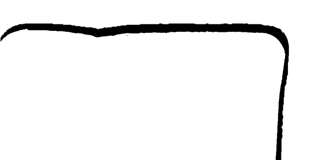




Ausgegeben am 15. Mai 1906.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1906. LVI. BAND.

2. Heft.



Wien, 1906.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.



JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LVI. BAND 1906.

Mit 24 Tafeln.



Wien, 1906.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Inhalt.

Heft 3 und 4.

Verzeichnis der Tafeln.

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Sct. Stanislausordens II. Kl. und des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens, Ritter des königl. portugiesischen Sct. Jakobsordens und des montenegrinischen Daniloordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Präsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest und der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, korrespondierendes Mitglied der Geological Society of London, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III., Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, III., Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Teller Friedrich, Phil. Dr. hon. causa, k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen, II., Schüttelstraße Nr. 15.

Geyer Georg, III., Hoernesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v., III., Hansalgasse Nr. 3.

Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III., Bechardgasse Nr. 10.

Vorstand des chemisehen Laboratoriums:

John von Johnesberg Konrad, k. k. Regierungsrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen etc., II., Paffrathgasse Nr. 6.

Geologe:

Dreger Julius, Phil. Dr., III., Ungargasse Nr. 71.

Chemiker:

Eichleiter Friedrich, III., Seidlgasse Nr. 37.

Adjunkten:

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., XIII., Penzingerstraße Nr. 78.

Suess Franz Eduard, Phil. Dr., a. o. Professor an der k. k. Universität, II., Afrikanergasse Nr. 9.

Kossmat Franz, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität und an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, III., Metternichgasse Nr. 5.

Abel Othenio, Phil. Dr., Honorardozent an der k. k. Universität, korr. Mitglied der Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, XIII., Jenullgasse Nr. 2.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII., Klostergasse Nr. 37.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII., Friedhofstraße Nr. 16.

Schubert Richard Johann, Phil. Dr., III., Rasumofskygasse Nr. 2.

Waagen Lukas, Phil. Dr., III., Sophienbrückengasse Nr. 10.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., III., Hauptstraße Nr. 33.

Assistenten:

Ampferer Otto, Phil. Dr., XVIII., Haizingerstraße Nr. 49.

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III., Geusaugasse Nr. 31.

Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., II., Kurzbauergasse Nr. 1.

Praktikant:

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III., Hoernesgasse Nr. 24.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III., Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Jahn Eduard, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III., Messenhausergasse Nr. 8.

Skala Guido, III., Hauptstraße Nr. 81.

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Oberrechnungsrat, III., Marxergasse Nr. 23.

In zeitlicher Verwendung:

Frenzl Olga, III., Hainburgerstrasse Nr. 32.

Diener:

Laborant: Kalunder Franz
Amtsdiener: Palme Franz
Amtsdiener: Ulbing Johann
Präparator: Špatný Franz
} III., Rasumofskygasse Nr. 23 u. 25.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyča Alois, III., Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Felix Johann, III., Lechnerstraße 13.



Fossile Flugfische.

Von O. Abel.

(Mit drei Tafeln und 13 Textfiguren.)

Einleitung.

Die Aufmerksamkeit, welche in neuerer Zeit von seiten der Paläontologen den Konvergenzerscheinungen entgegengebracht wird, hat bereits zur Feststellung einer Reihe von wertvollen biologischen Tatsachen aus der Vergangenheit der Tierwelt geführt. Von der Erkenntnis ausgehend, daß eine gleichartige Lebensweise eine gleichartige oder konvergente Anpassung auslöst, konnte man in den verschiedenen Epochen der Erdgeschichte zahlreiche Formen nachweisen, welche unter denselben oder sehr ähnlichen Bedingungen lebten wie die konvergent angepaßten Typen der Gegenwart.

Eine der Hauptaufgaben der modernen Paläontologie muß darin bestehen, die verschiedenen Anpassungstypen der lebenden Formen auf das eingehendste zu studieren, um Klarheit über das Wesen der verschiedenen Adaptationen zu gewinnen; erst dann darf bei untergegangenen Arten mit Sicherheit auf eine bestimmte Lebensweise geschlossen werden. Nur in seltenen Fällen erfolgt die Anpassung in scharf umschriebenen Grenzen; fast immer sind größere oder geringere Abweichungen vom Typus vorhanden.

Ein treffendes Beispiel für derartige Abweichungen bietet die Gruppe jener höheren Vertebraten, welche eine grabende Lebensweise angenommen haben. Die einen stützen sich beim Graben auf den ulnaren Rand der Hand und scharren einwärts, die anderen stützen sich beim Graben auf den Radialrand des Vorderarmes und scharren auswärts; die erste Gruppe wird beispielsweise durch den Ameisenfresser, die zweite durch den Maulwurf vertreten. Die verschiedenartige Gewohnheit, die Hand beim Graben aufzustützen, führte zu durchgreifenden Veränderungen des Handskeletts; bei den Ameisenfressern wurden die Finger nach innen gegen die Radialseite zu gebogen und die distale Carpalreihe in gleicher Richtung verschoben; bei den Maulwürfen bildete sich an der Radialseite ein neuer Knochen aus, das sogenannte Sichelbein, und die Finger wurden gegen die Ulnarseite der Hand abgebogen.

Es wurde also bei den grabenden Tieren die Adaptation an die nämliche Lebensweise in sehr verschiedener Art erreicht. Gleichwohl finden wir gemeinsame Züge: Verstärkung einzelner Finger, Biegung der Finger nach innen oder außen, Ausbildung starker Krallen an

den Endphalangen sowie Verstärkung und Verkürzung der ganzen Vorderextremität. Sind diese Merkmale bei fossilen Formen entwickelt, so können wir mit Sicherheit auf eine grabende Lebensweise schließen; es ist auf die Weise möglich, die großen Chalicotheriden der Tertiärformation als grabende große Huftiere zu bezeichnen.

Nicht immer sind Anpassungen an eine bestimmte Lebensweise von so prägnanten Umformungen des Skeletts begleitet; es ist in diesen Fällen natürlich aussichtslos, unter fossilen Typen nach konvergenten Anpassungen zu suchen.

Der Fund großflossiger Fische in verschiedenen Formationen (in der Trias, in der Kreide und im Tertiär) hat zu wiederholtenmalen Veranlassung zu Vergleichen mit den lebenden Flugfischen gegeben. So meinte Bronn[1]), daß *Thoracopterus Niederristi* „fast an unsere fliegenden Fische erinnert"; Davis[2]) beschrieb eine großflossige Form aus den turonen Kalken des Libanon als *Exocoetoides*, Compter[3]) gab einem Fische aus dem deutschen Muschelkalke den Namen *Dolichopterus volitans*, durch diese Bezeichnung die vermutliche Lebensweise andeutend; Landois[4]) machte es wahrscheinlich, daß die Arten der Gattung *Chirothrix* aus der oberen Kreide Flugfische gewesen seien. Schon Volta[5]) hatte im Jahre 1796 eine kleine *Engraulis*-Art aus dem Eocän des Monte Bolca zu der Gattung *Exocoetus* gestellt und wurde zu dieser Bestimmung offenbar durch die stark entwickelten Pectoralen und Ventralen dieser Type veranlaßt.

Eingehendere Vergleiche mit den lebenden Flugfischen sind bei allen genannten Formen bisher unterblieben. Kner[6]) trat sogar der von Bronn wahrscheinlich gemachten Deutung des *Thoracopterus* als Flugfisch mit Entschiedenheit entgegen und erklärte, daß zu einer solchen Annahme jeder Anhaltspunkt fehle.

Daß man bisher der Frage, ob unter den Ichthyofaunen der Vergangenheit Flugfische lebten, aus dem Wege gegangen ist, darf darauf zurückgeführt werden, daß die bezeichnenden Merkmale der Anpassung an den Flug von den verschiedenen Paläontologen nicht eingehender untersucht wurden. Es liegt hier der gleiche Fall vor wie bei den Anpassungen der grabenden Landtiere: ein und dieselbe

[1]) H. G. Bronn. Beiträge zur triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. Neues Jahrb. für Mineral., 1858, pag. 19.

[2]) J. W. Davis. The Fossil Fishes of the Chalk of Mount Lebanon, in Syria. Transact. R. Dublin Soc., Vol. III, ser. II, Dublin 1887, pag. 551, pl. XXVI, Fig. 1 u. 5.

[3]) G. Compter. Ein Beitrag zur Paläontologie des oberen Muschelkalkes. Zeitschr. f. Naturwiss., 64. Bd., Leipzig 1891, pag. 41, Taf. I/II, Fig. 1—6.

[4]) H. Landois. Die Familie *Megistopodes*, Riesenbauchflosser. Neues Jahrb. f. Mineral., 1894, II, pag. 228, Taf. V.

[5]) S. Volta. Ittilitologia Veronese etc. Verona 1796, tav. XXII, Fig. 2, Tav. XXXIX, Fig. 2 u. 5.

[6]) R. Kner. Die Fische der bituminösen Schiefer von Raibl in Kärnten. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, 53. Bd., 1. Abt., 1866, pag. 172. (Kner meinte, daß so schwache und vielfach geteilte Strahlen, wie sie in der Pectoralis von *Thoracopterus* auftreten, nicht die Stützen eines Flugorganes bilden können. Wir werden im biologischen Abschnitte zeigen, daß der Einwand Kners nicht stichhaltig ist; erstens besitzt auch *Exocoetus* viele reich geteilte Strahlen und zweitens ist der im hinteren Flossenabschnitte liegende fein zerfaserte Strahlenteil überhaupt ganz drucklos.)

Lebensweise führt zu verschiedenen Anpassungen, einerseits zu der Körpertype des *Exocoetus*, anderseits zu der Type *Dactylopterus*. Weil einige Fische, die nicht fliegen können, gleichfalls sehr große Flossen besitzen, wie *Gastrochisma melampus* oder *Pterois volitans*, so vermied man es, aus der Flossengröße allein einen Schluß auf die Lebensweise der fossilen großflossigen Fische zu ziehen.

Tritt man der Frage nach fossilen Flugfischtypen näher, so müssen in erster Linie die wesentlichen Charaktere der lebenden Flugfische festgelegt werden. In den letzten Jahren ist, angeregt durch eine vorzügliche Studie von K. Moebius[1]), eine größere Anzahl von Abhandlungen erschienen, welche uns über die Art des Fluges und die Anatomie der Flossen bei der Gattung *Exocoetus* sehr genau unterrichten. Nun sind wir imstande, diese besten Flieger unter den Fischen mit *Dactylopterus* einerseits und den übrigen großflossigen Fischen anderseits zu vergleichen.

Es zeigt sich nunmehr, daß die Größe der Flossen an und für sich noch keinen Anhaltspunkt für die Deutung eines fossilen Fisches als Flugfisch bilden kann. Es zeigt sich weiters, daß auch die Form der Flossen keine besondere Rolle spielt, da *Exocoetus* spitze Flügel besitzt, welche an die Flügelform eines Pieriden, nämlich *Tachyris Zarinda Boisd.* erinnern; *Dactylopterus* hat einen nahezu kreisrunden Flügel.

Weder die Form noch die Größe der Brustflossen allein können also als wesentliche Charaktere der Flugfische gelten.

Sehr wesentlich ist dagegen die Verbindung der einzelnen Strahlen durch eine Flossenhaut, welche den Fallschirm herstellt, der als das eigentliche „Flugorgan“ dient. Bei fossilen Typen ist die feine Flossenhaut natürlich zerstört; das Vorhandensein derselben bis an den Flossenrand wird aber durch eine weitgehende Gabelung der Strahlen wie bei *Thoracopterus* und *Gigantopterus* bewiesen. Dies ist also ein wesentliches Anpassungsmerkmal der Flugfische, welches bei großflossigen benthonischen Typen wie *Pterois volitans* fehlt; bei dieser Form sind die Strahlen nicht bis an ihr Ende von einer Flossenhaut umsäumt.

Werden in der angedeuteten Weise Vergleiche zwischen lebenden und fossilen großflossigen Fischen angestellt, so ergibt sich weiters, daß die von Landois als Flugfisch angesehene Gattung *Chirothrix* aus der oberen Kreide keinen Flug ausführen konnte. Diese Type ist auch kein benthonischer Fisch wie die Scorpaeniden, Pegasiden, Cottiden usf.; wir müssen für *Chirothrix* eine Lebensweise wie bei der lebenden Gattung *Gastrochisma* annehmen.

Unter allen fossilen großflossigen Fischen können allein die Triasgattungen *Thoracopterus Bronn*, *Gigantopterus n. g.* und *Dollopterus n. g.* (= *Dolichopterus Compter*) als Flugfische bezeichnet werden. Aus jüngeren Formationen sind keine Typen bekannt, welche zu der Deutung als Flugfische berechtigen würden. Fossile Reste der lebenden Gattungen *Exocoetus* und *Dactylopterus* sind bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Schließlich führen unsere Betrachtungen zur Frage nach der Entstehung der Flugfische. Die Übereinstimmung im Körperbaue der Flug-

[1]) K. Moebius. Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft. Zeitschr. f. wiss. Zoologie, XXX. Bd., Supplement, 1878, pag. 343, Taf. XVII.

fische der Triasformation und der lebenden Exocoeten ist so auffallend, der Gegensatz beider zu *Dactylopterus* aber so groß, daß wir untersuchen müssen, ob nicht der Flug von Vertretern verschiedener Stämme mit anfänglich ganz verschiedener Lebensweise angenommen wurde.

In der Tat sehen wir, daß die Körperform und der Bau der unpaarigen und paarigen Flossen von *Dactylopterus* mit Entschiedenheit auf eine benthonische Lebensweise der Vorfahren hinweist. Nur bei benthonischen Formen ist die vergrößerte Flosse nach dem *Dactylopterus*-Typus gebaut und alle übrigen Merkmale bestätigen die Richtigkeit dieser Ableitung des *Dactylopterus* von benthonischen Typen.

Die Exocoeten der Gegenwart und die spitzflossigen fliegenden Triasganoiden zeigen dagegen keine Merkmale benthonischer Fische. Für diese Formen muß die Abstammung von pelagisch lebenden Fischen aufrecht erhalten werden, wie sie K. Moebius annahm. Man darf behaupten, daß *Thoracopterus* und *Gigantopterus* in mancher Hinsicht weit vorteilhafter an den Flug adaptiert waren als die Exocoeten, die schnellsten Flieger unter den lebenden Fischen.

Ich spreche absichtlich von „vorteilhaft" angepaßten Formen und vermeide die Ausdrücke „vollkommen", „zweckmäßig" oder den v. Baerschen Ausdruck „zielstrebig". Alle diese Bezeichnungen haben einen teleologischen Beigeschmack; Moebius hat bereits vor langer Zeit versucht, an Stelle dieser Ausdrücke das Wort „erhaltungsmäßig" einzuführen. Dieser Terminus hat sich aber nicht eingebürgert und ist auch nicht recht glücklich gewählt. Entsprechend erscheint dagegen die Bezeichnung einer Adaptation als „vorteilhaft" oder „unvorteilhaft", da kein teleologischer Nebengedanke dabei auftauchen kann.

Bevor ich an die Erörterung des Themas schreite, ergreife ich die Gelegenheit, die vielfache Förderung meiner Studien auf das dankbarste anzuerkennen.

Zu besonderem Danke bin ich verpflichtet den Herren: Prof. Dr. F. Ahlborn in Hamburg, Prof. F. Bassani in Neapel, Geheimrat Prof. Dr. W. Branco in Berlin und Prof. Dr. L. Dollo in Brüssel; ferner Prof. Dr. C. Grobben in Wien, Prof. Dr. B. Hatschek in Wien, Prof. Dr. O. Jaekel in Berlin, Direktor A. Kemna in Antwerpen, Kustos E. Kittl in Wien, E. Racovitza in Paris, E. T. Regan in London, Prof. Dr. W. Salomon in Heidelberg, Kustos F. Siebenrock in Wien, A. Smith-Woodward in London, Hofrat F. Steindachner in Wien und Prof. Dr. J. Walther in Jena.

Nicht unerwähnt darf ich lassen, daß Herr Geheimrat Professor W. Branco, von meinen Untersuchungen über die Flugfische der Trias verständigt, seine Studien über die großflossigen Kreidefische abbrach und mir die Verwertung dieser Typen für die vorliegende Zusammenstellung überließ. Ich spreche Herrn Geheimrat W. Branco für diese Liberalität meinen wärmsten Dank aus, ebenso Herrn Bergrat Dr. F. Teller, welcher mir die wertvolle Fischfauna aus der Trias von Lunz zur Bearbeitung anvertraute und mich durch vielfache Ratschläge unterstützte.

Erster Abschnitt.

Biostratigraphischer Teil.

1. Die Fischfaunen der alpinen Triasablagerungen.

Fischreste sind in verschiedenen Stufen der alpinen Trias in mehr oder weniger bituminösen Schiefern oder plattigen Kalken angetroffen worden. Zu einer besonderen Berühmtheit sind die Fundorte Perledo am Comersee, Giffoni bei Salerno, Lumezzane und Besano in der Lombardei, Raibl in Kärnten und Seefeld in Tirol gelangt; durch den Fund des prachtvollen *Ceratodus Sturi Teller* und des *Coelacanthus lunzensis Teller* ist auch Lunz in Niederösterreich in die Reihe der wichtigen Fundorte fossiler Fische der alpinen Trias gerückt. Neben diesen Fundstellen kommen jene kaum in Betracht, die nur vereinzelte, dürftige Reste geliefert haben, wie: Rio Lavàz und Rio Pontùz in Friaul, Länggries in Bayern, St. Cassian und Schlern in Südtirol, Haller Anger, Erlsattel, Judenbach in Nordtirol etc. In der letzten Zeit ist in der Gegend von Adneth ein reiches Fischlager entdeckt und ausgebeutet worden [1]; Untersuchungen über diese Fischfauna sind im Zuge.

Dem Alter nach ordnen sich die oben genannten sieben wichtigeren Fundorte in folgender Reihe an:

I. Muschelkalkgruppe: Perledo.
II. Lunz—Raibler Gruppe: Besano, Raibl, Lunz.
III. Hauptdolomitgruppe: Giffoni, Seefeld, Lumezzane.

I. Muschelkalkgruppe.

Perledo am Comersee.

Die Fischreste von Perledo liegen in schwarzen Marmoren und Schiefern, welche zwischen Varenna und Regoledo am östlichen Ufer des Comersees in mehreren Steinbrüchen abgebaut werden. Die meisten Fische gelangten in das Museo civico in Mailand; eine größere Zahl von Exemplaren (22) befindet sich im Senckenbergischen Museum zu Frankfurt a. M., 14 Exemplare liegen in der Straßburger Universitätssammlung. Viele Fischreste sind im Privatbesitze verstreut.

Die erste Mitteilung über die Fische des Perledoschiefers stammt von Balsamo-Crivelli aus dem Jahre 1839 [2]. Bellotti beschrieb

---

[1]) Die fischführenden Mergel bilden nach einer brieflichen Mitteilung Herrn Prof. E. Fuggers in Salzburg eine 8—10 *m* mächtige Einlagerung im Hauptdolomit. Der Fundort liegt im Wiestale bei Adneth. Prof. Wähner gibt vorläufig folgende Arten an: *Lepidotus ornatus Ag.*, *Semionotus sp.*, *Pholidophorus div. sp.*

[2]) Annalen des Polytechnikums in Mailand 1839. (Zitat nach W. Deecke. Palaeontographica XXXV, 1889, pag. 110.)

1857 [1]) fünf Gattungen mit sechzehn Arten, ohne jedoch Abbildungen dieser fast durchweg neuen Arten zu geben. Erst im Jahre 1889 konnte Deecke [2]) einen Bruchteil der Bellottischen Arten in dem von ihm untersuchten Material wiedererkennen und gab von diesen Typen eine von Abbildungen begleitete eingehende Beschreibung. Nach Deecke enthält der Fischschiefer von Perledo folgende Arten:

1. *Heptanema paradoxa Rüpp.*
2. *Heterolepidotus pectoralis Bell.*
3. „ *serratus Bell.*
4. *Allolepidotus Rüppelli Bell.*
5. „ *nothosomoides Deecke*
6. *Semionotus altolepis Deecke*
7. *Archaeosemionotus connectens Deecke*
8. *Ophiopsis lepturus Bell.*
9. *Pholidophorus oblongus Bell.*
10. *Prohalecites porro Bell.*
11. *Leptolepis? spec.*
12. *Belonorhynchus macrocephalus Deecke.*

Die häufigsten Formen sind *Prohalecites porro Bell.* und *Belonorhynchus macrocephalus Deecke;* die übrigen sind mit wenigen Ausnahmen Unika.

Sehr beachtenswert ist es, daß die Schiefer von Perledo keine einzige Art mit den jüngeren Fischfaunen der alpinen Trias gemeinsam haben [3]). Die Semionotiden überwiegen; die Pholidophoriden sind nur durch eine einzige typische Form, *Pholidophorus oblongus Bell.*, vertreten, da die zweite von Bellotti [4]) zu *Pholidophorus* gezogene, von Deecke [5]) aber als selbständige Gattung abgetrennte Type *Prohalecites porro Bell.* möglicherweise zu den Leptolepiden [6]) gehört.

II. Lunz—Raibler Gruppe.

a) Besano (Lombardei).

Über die Fischfauna der bituminösen Schiefer von Besano (ein kleiner Ort unweit vom Westufer des Comersees in der Nähe von Cuasso und Porto Ceresio) liegt aus neuerer Zeit eine Mitteilung von

[1]) C. Bellotti. Descrizione di alcune nuove specie di pesci fossili di Perledo e di altra località lombarde. (Appendice agli Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia, del Prof. Stoppani.) Milano 1857.

[2]) W. Deecke. Über Fische aus verschiedenen Horizonten der Trias. Palaeontographica XXXV, 1889, pag. 110.

[3]) Nur für den Fall, als *Belonorhynchus macrocephalus Deecke* mit *B. cfr. robustus Bell.* identisch sein sollte, was Smith-Woodward (Catalogue of the Fossil Fishes etc. III, pag. 13) für wahrscheinlich hält, würde eine Type der Fischfauna von Perledo auch in der Fauna von Besano auftreten.

[4]) C. Bellotti in A. Stoppani: Studii geol. e paleont. Lombardia, 1857, pag. 430.

[5]) W. Deecke. Palaeontographica XXXV, 1889, pag. 125, Taf. VII, Fig. 5—7.

[6]) A. Smith-Woodward, Catalogue of the Fossil Fishes etc., III., pag. 489: „Some indeterminable immature Triassic fishes, not represented in the Collection, but sometimes compared with the Pholidophoridae, sometimes with the Leptolepidae, bear the undefined generic name of Prohalecites.“

F. Bassani [1]) vor. Die Originale liegen im Museo civico in Mailand. Die Fauna besteht aus folgenden Arten:

1. *Nemacanthus tuberculatus Bell. em. Bass.*
2. *Leptacanthus Cornaliae Bell.* [2])
3. *Acrodus bicarinatus Bell. em. Bass.*
4. *Hybodus sp. ind.*
5. *Leiacanthus (Hybodus) Pinii Bass.*
6. *Belonorhynchus cfr. robustus Bell. em. Bass.*
7. „ *Stoppanii Bass.*
8. „ *intermedius Bass.*
9. „ *striolatus? Bronn*
10. *Pholidophorus Barazettii Bass.*
11. „ *besanensis Bass.*
12. „ *cfr. Bronni Kner*
13. *Peltopleurus splendens Kner.*
14. *Pholidopleurus typus Bronn.*
15. *Semionotus gibbus Bass. (non Seebach)* [3])
16. *Ophiopsis Bellottii Bass.* [4])
17. *Ptycholepis Barboi Bass.*
18. *Lepidotus triasicus Bass.*
19. *Lepidotus sp. ind.*
20. *Urolepis? spec.*
21. *Tetragonolepis spec.*
22. *Colobodus varius Gieb.*

b) Raibl (Kärnten).

Die Fischreste von Raibl liegen in dünnplattigen schwarzen Schiefern, welche gegenwärtig fast ganz ausgebeutet sind. Die erste genauere Mitteilung über die Fische von Raibl erschien 1858 aus der Feder Bronns [5]). In den Jahren 1866 und 1867 veröffentlichte R. Kner [6]) seine Untersuchungen über diese Fauna; seit dieser Zeit ist eine größere Zahl von Fischresten in verschiedene Museen, namentlich in das Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien gelangt, ohne jedoch Veranlassung zur Revision der Fauna geboten zu haben. Raibl ist besonders durch einen außerordentlichen Reich-

[1]) F. Bassani. Sui fossili e sull' età degli schisti bituminosi triasici di Besano in Lombardia. Atti Soc. Ital. di scienze nat. XXIX. Milano 1886.

[2]) Vgl. A. Smith-Woodward, Catalogue of the Fossil Fishes etc. II, pag. 71.

[3]) Nom. praeoccup. — K. von Seebach. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVIII, 1866, pag. 7.

[4]) A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes etc. III, pag. 172.

[5]) H. G. Bronn. Beiträge zur triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. Neues Jahrb. f. Mineral. etc. 1858 und 1859.

[6]) R. Kner. Die Fische der bituminösen Schiefer von Raibl in Kärnthen. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LIII. Bd., 1. Abt., Wien 1866, pag. 152—197, Taf. I—VI. — Nachtrag zu den fossilen Fischen von Raibl. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LV. Bd., 1. Abt., Wien 1867, pag. 718—722, Taf. I. — Noch ein Nachtrag zur Kenntnis der fossilen Fische von Raibl in Kärnthen. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LVI. Bd., 1. Abt., Wien 1867, pag. 909—913, Taf. IV.

tum an Pholidophoriden ausgezeichnet; *Belonorhynchus striolatus Bronn* ist hier gleichfalls eine der häufigsten Formen, Semionotidenreste gehören dagegen zu den größten Seltenheiten. Die Ichthyofauna von Raibl besteht aus folgenden Arten:

1. *Graphiurus callopterus Kner*
2. *Orthurus Sturi Kner*
3. *Belonorhynchus striolatus Bronn*
4. *Colobodus ornatus Ag.*
5. *Pholidophorus Bronni Kner*
6. *Peltopleurus splendens Kner*
7. „ *Kneri Woodw.*[1])
8. „ *gracilis Kner*
9. *Pholidopleurus typus Bronn*
10. *Thoracopterus Niederristi Bronn*
11. *Megalopterus raiblianus Kner*[2])
12. *Prohalecites microlepidotus Kner*[3])
13. *Ptycholepis avus Kner*
14. *Ptycholepis raiblensis Bronn*
15. ? „ *tenuisquamatus Kner*[4]).

c) Lunz (Niederösterreich).

Der Fundort der Fischreste bei Lunz liegt im Polzberggraben zwischen dem Schindelberg und Föllbaumberg. Nach der Darstellung F. Tellers[5]) und dem der Abhandlung über *Ceratodus Sturi* eingefügten Profile von A. Bittner folgen über dem Reiflinger Kalke des Schindelberges dunkle Plattenkalke, welche gegen oben in die dünner geschichteten bituminösen Aonschiefer übergehen. Ohne scharfe Grenze treten darüber weiche Mergelschiefer und kurzklüftige oder griffelig spaltende Schiefertone, die Reingrabener Schiefer, auf. An der Grenze der Aonschiefer gegen die Reingrabener Schiefer wurde der schöne Rest des *Ceratodus Sturi* gefunden; nicht weit von dieser Fundstelle wurde anläßlich der Anlage eines Schurfstollens das Skelett von *Coelacanthus lunzensis Teller*[6]) entdeckt. Von derselben Stelle gelangten durch Herrn J. Haberfelner in Lunz mehrere Fischreste in das Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt und das k. k. naturhistorische Hofmuseum. Im ganzen liegen aus dem Reingrabener Schiefer des Polzberggrabens folgende Arten vor:

---

[1]) A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum, III, London 1895, pag. 481—482, pl. XIV, Fig. 4.

[2]) Systematische Stellung unsicher; vielleicht gehört diese nur durch die Caudalregion bekannte Gattung nicht zu den Pholidophoriden, sondern zu den Leptolepiden. Vgl. A. Smith-Woodward, l. c. pag. 490.

[3]) Vgl. A. Smith-Woodward, l. c. pag. 489.

[4]) Diese Art scheint nach A. Smith-Woodward (l. c. pag. 324) nicht zur Gattung *Ptycholepis* zu gehören.

[5]) F. Teller. Über den Schädel eines fossilen Dipnoërs, *Ceratodus Sturii nov. spec.*, aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., XV. Bd., Heft 3, Wien 1891, pag. 2.

[6]) F. Teller, l. c. pag. 3. — O. Reis. *Coelacanthus lunzensis Teller*. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., L. Bd., 1900, pag. 187, Taf. IX—X.

1. *Ceratodus Sturi Tell.*
2. *Coelacanthus lunzensis Tell.*
3. *Semionotus (?) spec.*
4. *Heterolepidotus cephalus Kner*
5. *Pholidophorus latiusculus Ag.*
6. „ *Bronni Kner*
7. *Thoracopterus Niederristi Bronn*
8. *Gigantopterus Telleri Abel*
9. *Peltopleurus splendens Kner*
10. *Pholidopleurus typus Bronn.*

III. Hauptdolomitgruppe.

a) Giffoni (Unteritalien).

Dieser berühmte Fundort triadischer Fische liegt am Monte Pettine bei Giffoni valle Piana, nordöstlich von Salerno. Der Monte Pettine besteht in seinem unteren Teile aus geschichtetem, dunkelgrauem, kavernösem Hauptdolomit, welcher mit schwarzen bituminösen schiefrigen Kalken wechsellagert. Diese bituminösen Schiefer bilden das Lager der Fischreste.

Über die Ichthyofauna von Giffoni besitzen wir mehrere Mitteilungen, die letzte und eingehendste von Fr. Bassani [1]). Aus Giffoni liegen folgende Arten vor:

1. *Undina picena Costa.*
2. *Belonorhynchus spec.*
3. *Colobodus ornatus Ag.*
4. *Colobodus latus Ag.*
5. *Dapedius Costae Bass.*
6. *Eugnathus brachilepis Bass.*
7. *Heterolepidotus cephalus Kner*
8. *Pholidophorus latiusculus Ag.*
9. „ *pusillus Ag.*
10. *Peltopleurus humilis Kner*
11. *Thoracopterus spec.*

b) Seefeld (Nordtirol).

Über die stratigraphische Stellung der Asphaltschiefer von Seefeld haben zuletzt O. Ampferer und W. Hammer berichtet [2]); die Schichten gehören dem Hauptdolomitniveau an.

---

[1]) F. Bassani. Sui fossili e sull' età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni valle Piana in procincia di Salerno (Dolomia principale). Mem. Soc. Ital. delle Scienze. Tom. IX, ser. 3a, Nr. 3, Napoli 1892.

Derselbe. La Ittiofauna della Dolomia principale di Giffoni (Provincia di Salerno). Palaeontographia Italica. Vol. I, Pisa 1896, pag. 169, tav. IX—XV.

Derselbe. Su la „Hirudella laticauda O. G. Costa“ degli schisti bituminosi triasici di Giffoni, nel Salernitano. Rend. della R. Accad. delle Scienze di Napoli, 16. Dic. 1899.

[2]) O. Ampferer und W. Hammer. Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 48. Bd., 1898, pag. 366.

Seit den Arbeiten Kners[1]) ist keine monographische Darstellung der Ichthyofauna von Seefeld unternommen worden; von wesentlichen Berichtigungen wäre nur die Richtigstellung eines Irrtums hervorzuheben, welchen Kner bei der Bestimmung seines *Teleosaurus tenuistriatus* beging. H. v. Meyer[2]) hatte diesen Schädel zuerst für einen Fischrest gehalten, aber E. Suess[3]) vermutete in ihm einen *Trematosaurus*; Kner[4]) beschrieb den Rest als neue *Teleosaurus*-Art (!). K. A. v. Zittel[5]) stellte fest, daß der Schädel der Gattung *Belonorhynchus* angehört. Obwohl diese Form in die Gruppe des *Belonorhynchus macrocephalus* einzureihen sein dürfte, ist doch eine nähere Bestimmung unmöglich.

Die Fauna von Seefeld umfaßt folgende Arten:

1. *Belonorhynchus spec. indet.*
2. *Colobodus ornatus Ag.*
3. *Colobodus latus Ag.*
4. *Caturus insignis Kner*
5. *Semionotus striatus Ag.*
6. *Heterolepidotus cephalus Kner*
7. *Allolepidotus dorsalis Kner*
8. *Dapedius Bouei Ag. (fragm. indet.)*
9. *Pholidophorus latiusculus Ag.*
10. " *pusillus Ag.*
11. *Pholidophorus furcatus Ag.*
12. *Peltopleurus humilis Kner.*

c) Lumezzane (Lombardei).

Die fischführenden Schichten von Lumezzane im Val Trompia bilden schwarze tonige Einlagerungen im Hauptdolomit, wie dies zum Beispiel aus dem von Professor G. Ragazzoni mitgeteilten Profil des M. Era[6]) deutlich hervorgeht. Aus neuerer Zeit liegen über die Ichthyofauna von Lumezzane Arbeiten von W. Deecke[7]) und A. de Zigno[8]) vor. W. Deecke beschrieb aus diesen Schiefern: *Pholidophorus cephalus Kner*, *Pholidophorus pusillus Ag.*, *Orthurus spec.* und *Semionotus spinifer Bell.* — A. de Zigno fügte dieser Liste fünf neue Arten hinzu, nämlich *Lepidotus Ragazzonii Z.*, *L. Triumplinorum Z.*, *Pholidophorus Kneri Z.*, *Pholidophorus Taramellii Z.* und *Pholidophorus Deeckei Z.*

---

[1]) R. Kner. Die fossilen Fische der Asphaltschiefer von Seefeld in Tirol. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LIV. Bd., 1. Abt., Wien 1866, pag. 303.
Derselbe. Nachtrag zur fossilen Fauna der Asphaltschiefer von Seefeld in Tirol. Ebenda, LVI. Bd., 1. Abt., Wien 1867, pag. 898.
[2]) Vgl. Kner, l. c. 1867, pag. 905.
[3]) Vgl. Kner, l. c. 1867, pag. 906.
[4]) Kner, l. c. 1867, pag. 905—909, Taf. III.
[5]) K. A. v. Zittel. Handbuch der Paläontologie, III. Bd., pag. 266.
[6]) Memorie R. Accad. del Lincei. Ser. 4a, vol. VII, 1891, pag. 52.
[7]) W. Deecke. Über Fische aus verschiedenen Horizonten der Trias. Palaeontographica XXXV, 1889, pag. 134.
[8]) A. de Zigno. Pesci fossile di Lumezzane in val Trompia. Memorie R. Accad. dei Lincei. Ser. 4a, vol. VII, 1891, pag. 51.

Nach neueren Untersuchungen Bassanis[1]) sind jedoch die fünf Zignoschen Arten sämtlich einzuziehen, da sie folgenden schon seit langem bekannten Arten angehören:

Colobodus ornatus Ag. = *Lepidotus Triumplinorum Zigno* = *Semionotus spinifer Bell.*
Colobodus latus Ag. = *Lepidotus Ragazzonii Zigno.*
Pholidophorus latiusculus Ag. = *Pholidophorus Taramellii Zigno* = *Pholidophorus Deeckei Zigno.*
Pholidophorus pusillus Ag. = *Pholidophorus Kneri Zigno.*

Die Ichthyofauna von Lumezzane besteht somit nur aus folgenden Arten:

1. *Orthurus spec.*
2. *Colobodus ornatus Ag.*
3. „ *latus Ag.*
4. *Heterolepidotus cephalus Kner*
5. *Pholidophorus latiusculus Ag.*
6. „ *pusillus Ag.*

IV. Übersicht der von mehreren Fundorten bekannten Fische der alpinen Trias.

	Artennamen	Obere Trias					
		Mittlere kalkarme Gruppe der alpinen Trias			Obere Kalkgruppe der alpinen Trias		
		Aonschiefer		Reingrabener Schiefer	Hauptdolomit		
		Besano	Raibl	Lunz	Giffoni	Seefeld	Lumezzane
1	*Belonorhynchus striolatus Br.*	+	+	—	—	—	—
2	*Colobodus ornatus Ag.*	—	+	—	+	+	+
3	*Colobodus latus Ag.*	—	—	—	+	+	+
4	*Heterolepidotus cephalus Kner*	—	—	+	+	+	+
5	*Pholidophorus latiusculus Ag.*	—	—	+	+	+	+
6	*Pholidophorus pusillus Ag.*	—	—	—	+	+	+
7	*Pholidophorus Bronni Kner*	*cfr.*	+	+	—	—	—
8	*Peltopleurus humilis Kner*	—	—	—	+	+	—
9	*Peltopleurus splendens Kner*	+	+	+	—	—	—
10	*Pholidopleurus typus Bronn*	+	+	+	—	—	—
11	*Thoracopterus Niederristi Bronn*	—	+	+	?	—	—
	Anzahl der von mehreren Fundorten bekannten Arten	4	6	6	6	6	5
	Zahl der Arten der gesamten Fischfauna	22	15	10	11	12	6

[1]) F. Bassani. La ittiofauna della Dolomia principale di Giffoni (provincia di Salerno). Palaeontographia Italica. Vol. I, 1895, pag. 169.

Derselbe. Su la „Hirudella laticauda O. G. Costa" degli Schisti bituminosi triasici di Giffoni, nel Salernitano. Rend. della R. Accad. di Napoli (Adunanza del di 16 Dicembre 1899). Napoli 1899.

2. Der Erhaltungszustand der Fischreste in den Ablagerungen der alpinen Trias.

Bei der Beurteilung der Sedimentationsbildung im alpinen Triasmeere, speziell der fischführenden Ablagerungen, spielt die Art des Erhaltungszustandes und die Lage der Fischreste in den Gesteinen eine sehr wichtige Rolle. In tropischen Klimaten verwesen die an die Küste geworfenen Fischleichen sehr rasch; Krebse und andere räuberische Tiere zerstören die Kadaver in kurzer Zeit und beschleunigen so den durch die Tätigkeit der Fäulnisbakterien angebahnten Zerstörungsprozeß. Am Grunde eines tierreichen Meeres wird man darum ebensowenig mit Erfolg nach guterhaltenen Fischleichen suchen als im Gebiete einer von zahlreichen Aasfressern bevölkerten Schorre.

Werden die Fische als Leichen an den Strand geworfen, so werden sie von der Welle flach auf den Boden gelegt und nur langgestreckte Fische weisen Verbiegungen auf. Ein lebend an den Strand geworfener Fisch krümmt und schnellt sich heftig, um wieder die Wasserfläche zu erreichen; an jedem Seichtufer eines Flusses oder Süßwassersees kann man dies ebenso wie am seichten Meeresstrande beobachten. Bei diesen vergeblichen Versuchen nehmen die Fische meist eine Bauch- oder Rückenlage, seltener eine Seitenlage ein und bleiben nach eingetretenem Tode in gekrümmter Stellung auf dem Strande liegen.

Während wir also bei fusiformen Fischen in der gekrümmten Stellung und der Bauch- oder Rückenlage die Anzeichen eines Todeskampfes erkennen dürfen, läßt sich auch bei Makruren ein Unterschied zwischen tot oder lebend an das Land geworfenen und dann zugrunde gegangenen Individuen feststellen. Walther[1]) hat daran erinnert, daß Krebse im Todeskampfe, wenn sie in heißes Wasser geworfen werden, die Beine krampfhaft anziehen und den Schwanz unter den Cephalothorax krümmen; ist der Tod dagegen bereits vor längerer Zeit eingetreten, so ist der Körper gestreckt und die Gliedmaßen schlaff. Diese Unterschiede veranlaßten Walther[2]) zu der Ansicht, daß in den Solnhofener Plattenkalken die Makruren meist als Leichen eingeschwemmt wurden; die Mehrzahl derselben liegt mit gestrecktem Körper und abstehenden Gliedmaßen auf den Schichtflächen. Nur einige Platten tragen gekrümmte Exemplare von *Aeger* und ebenso zeigt *Penaeus* mitunter Spuren des Todeskampfes.

An den Fischen der Solnhofener Plattenkalke sind nach den eingehenden Untersuchungen Walthers nur selten Spuren der Agonie nachzuweisen. Meist liegen die Fische flach auf den Kalkplatten; nur bei *Eugnathus microlepidotus* ist der Leib mitunter stark gekrümmt und die umgebende Gesteinsmasse verschoben; ebenso wurde *Heterolepidotus* in verkrümmter Lage angetroffen. *Aspidorhynchus* ist in den Solnhofener Schiefern fast immer etwas gekrümmt, doch

---

[1]) J. Walther. Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Festschrift zum 70. Geburtstage Ernst Haeckels, Jena 1904, pag. 202.

[2]) J. Walther. Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke, l. c. pag. 201.

mag die Krümmung bei diesen langgestreckten Fischen nicht als Anzeichen des Todeskampfes anzusehen sein.

Während im Altmühlgebiete Bayerns die Fische ausnahmslos den bekannten ausgezeichneten Erhaltungszustand zeigen, der die Reste aus diesen Bildungen so berühmt gemacht hat, sind bei Kelheim und Nusplingen die meisten Fische zerfallen und die Schuppen verstreut. Dies deutet darauf hin, daß an diesen beiden Lokalitäten andere Verhältnisse geherrscht haben müssen als in Solnhofen und den übrigen bekannten Stellen des Altmühlgebietes; bei Kelheim bewirkten höchstwahrscheinlich Fäulnisbakterien im Vereine mit den räuberischen Tieren der Schorre die Zerstörung der Fischleichen.

Wenn wir den Erhaltungszustand und die Körperlage der Fischreste in den Ablagerungen der alpinen Trias näher untersuchen, so sehen wir, daß in den meisten Fällen die Fischleichen fast unversehrt im Gesteine eingebettet sind und eine Seitenlage einnehmen. Wenn wir die gekrümmten und eine Bauch- oder Rückenlage einnehmenden Fische von den übrigen trennen, so sehen wir, daß diese fast ohne Ausnahme aus den kleinsten Typen bestehen. Und wir sehen weiter, daß das prozentuelle Verhältnis dieser gekrümmten Leichen nicht an allen Fundorten gleich ist, sondern daß in Giffoni bei Salerno fast alle Fische eine gestreckte Seitenlage zeigen, während in Lunz die Mehrzahl der Fische in gekrümmter Stellung, in Bauch- oder Rückenlage erhalten ist.

Diese Erscheinung darf dahin gedeutet werden, daß in Lunz eine größere Anzahl von Fischen lebend an das Ufer geworfen worden ist. In dieser Hinsicht ist eine Platte aus dem Reingrabener Schiefer des Polzberggrabens bei Lunz von großem Interesse.

Auf dieser Platte ist ein etwa 15 *cm* langer Semionotide in S-förmiger Verkrümmung erhalten. Der Kopf und der vordere Körperabschnitt liegt auf der Rückenseite, der hintere Körperabschnitt auf der rechten Körperseite.

Eine große Anzahl von sehr jungen Exemplaren einer *Halobia*-Art ist über die Schichtfläche verstreut [1]), und zwar sind unter ihnen nur sehr wenige Individuen zu zählen, von denen nur eine Klappe vorliegt; die übrigen — es sind mehrere hundert — liegen mit aufgeklappten, an den Wirbeln noch zusammenhängenden Schalen auf der Gesteinsfläche. Eine größere, nicht näher bestimmbare Bivalve liegt gleichfalls mit geöffneten Schalen auf der Platte.

Fast alle Individuen sind derart orientiert, daß die Schalen mit ihrer konvexen Seite im Gestein liegen und nur ein verschwindend kleiner Bruchteil kehrt die konvexe Schalenseite nach oben; darunter befindet sich auch die vorerwähnte größere Bivalve.

---

[1]) Die Schichtflächen mit Halobienbrut erinnern sehr an die Estherienbänke des deutschen Muschelkalkes, aus denen Volz (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1896, pag. 979) *Estheria Kubaczeki* beschrieb. Da die lebenden Estherien mit wenigen Ausnahmen Süßwassertiere sind, läßt sich annehmen, daß dies auch für die fossilen Formen gilt. In denselben Schichten des Muschelkalkes, in welchen die Estherien auftreten, fand sich *Ceratodus Madelungi Volz* und es läßt diese Vergesellschaftung beider Typen den Schluß zu, daß *Ceratodus* bereits in der Trias ein Süß- oder Brackwasserbewohner war, ebenso wie die sehr nahestehende lebende Gattung *Neoceratodus Castelnau 1876*, welche in Küstenflüssen von Queensland lebt.



Für die Beurteilung der Lithogenese der Reingrabener Schiefer ist diese Anordnung der Bivalvenschalen von großer Wichtigkeit.

Bekanntlich öffnen sich die Klappen der Bivalven nach dem Tode. Die überaus große Zahl von jungen Zweischalern mit geöffneten Klappen auf der beschriebenen Gesteinsplatte beweist, daß auf dieser Schichtfläche gleichzeitig eine ganze Brut von Halobien zugrunde ging.

Die Lamellibranchiaten führen in den Jugendstadien ein planktonisches Leben, ebenso wie die Cephalopoden, von welchen gleichfalls einige Jugendformen auf der Platte verstreut sind; sie treten jedoch gegen die zahllosen Halobien ganz zurück.

Die Halobien- und Cephalopodenbrut wurde offenbar von einer Welle an das Ufer gespült. Nach Rückzug des Wassers ging die Brut zugrunde, die Klappen der Bivalven öffneten sich und blieben, da die flachen Schalen von keinem Wellenschlage umgedreht oder auseinandergerissen wurden, unversehrt und in der ursprünglichen Lage auf dem Schlamme liegen; nur so erklärt sich die eigentümliche Gleichartigkeit der nach oben geöffneten Schalen, zwischen denen, wie erwähnt, nur sehr wenige mit verkehrter Lagerung anzutreffen sind.

Mit dieser Halobienbrut ist ein größerer Fisch an das Trockene gesetzt worden, der in der S-förmigen Krümmung Spuren des Todeskampfes aufweist, ebenso wie die vereinzelten Exemplare von *Eugnathus microlepidotus* in Solnhofen.

Wir sind zu dem Schlusse gelangt, daß die Platte aus dem Polzberggraben bei Lunz einen erhärteten Schlamm darstellt, welcher an das Ufer geschwemmt wurde; also ist der Reingrabener Schiefer ein Gestein, das an einer ruhigen Stelle des Lunzer Meeres im Seichtwasser und im Gebiete der Schorre zur Ablagerung kam [1]). Der Reingrabener Schiefer ist an vielen Punkten mit Halobienbrut erfüllt und durch Dünnplattigkeit und Feinkörnigkeit ausgezeichnet.

Ohne Zweifel muß der Wogenschlag sehr gering gewesen sein. An Seichtküsten mit stärkerer Brandung, wie zum Beispiel an der belgischen Küste, werden größere Bivalven in wirrem Durcheinander an den Strand geworfen; sehr selten findet man zusammenhängende, fast immer lose Klappen von Zweischalern und neben den unversehrten eine große Menge von zerbrochenen Schalen [2]).

An den Küsten des Lunzer Meeres haben ohne Zweifel andere Brandungsverhältnisse geherrscht. Es mußten ruhige, seichte Buchten gewesen sein; in ihnen tummelte sich eine große Schar kleiner Küstenfische, die Pholidophoriden, welche sehr häufig in größerer Menge von den Wellen lebend ans Ufer getragen wurden; ihr Körper krümmte

---

[1]) Die Aonschiefer und Lunzer Schichten der Nordalpen werden ebenso wie die Ablagerungen des außeralpinen Keupers allgemein als ufernahe Seichtwasserbildungen aufgefaßt. Vgl. darüber u. a. F. Teller: Über den Schädel eines fossilen Dipnoërs, *Ceratodus Sturii nov. spec.*, aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, XV. Bd., 3. Heft, Wien 1891, pag. 37.

[2]) Eine sehr interessante Beobachtung über die Lagerung der Cardienschalen am Strande des Kaspischen Sees verdanken wir E. Tietze: Über einige Bildungen der jüngsten Epochen in Nordpersien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881, pag. 121. — Die Schalen sind hier stets auseinandergefallen und mit der konvexen Seite nach oben gekehrt.

sich krampfhaft in der Agonie und die kleinen Fische wurden in dieser Stellung unter neu angeschwemmten Schlammschichten begraben.

Größere Fische sind wohl in der Regel als Leichen eingebettet worden, so *Ceratodus Sturi* und *Coelacanthus lunzensis*. Wahrscheinlich hat *Ceratodus Sturi* in den Lagunensümpfen oder in Flüssen gelebt, welche in das seichte Meer mündeten. Ebenso deutet auch *Coelacanthus lunzensis* auf die Nähe von Süßwasser hin.

In den Fischschiefern von Lunz kann man bei der geringen Zahl der bis jetzt aus dem Polzberggraben bekannten Exemplare nicht recht von einem Überwiegen der kleineren oder größeren Typen sprechen; wahrscheinlich sind bei Lunz die kleinen Pholidophoriden ebenso häufig gewesen wie zur selben Zeit in Raibl.

In Raibl überwiegen die kleinen Fischtypen bedeutend; von größeren Ganoiden sind nur sehr dürftige Reste bekannt. Weitaus die meisten Fische, die aus den Raibler Fischschiefern bekannt geworden sind und von welchen namentlich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt eine große Menge angehäuft ist, liegen auf der Seite und scheinen als Leichen an den Strand geworfen worden zu sein. Ebenso sind auch die langschwänzigen Krebse aller Wahrscheinlichkeit nach tot an das Ufer geschwemmt worden, da sie entweder auf dem Rücken oder Bauch, seltener auf der Seite mit schlaff ausgebreiteten Gliedmaßen und gestrecktem Schwanz liegen.

Nur wenige Tiere sind bei Raibl lebend auf den Strand gespült worden, soweit sich aus dem gekrümmten Körper und der Bauchlage auf einen Todeskampf schließen läßt. Auch hier sind es wieder die kleinen Pholidophoriden, welche besonders häufig mit gekrümmtem Körper angetroffen werden; auch ein Exemplar von *Thoracopterus Niederristi* [1]), welches mit ausgespannten Pectoralen und stark gekrümmtem Körper auf einer Platte liegt, ist offenbar von dem zähen Uferschlamme festgehalten worden und zugrunde gegangen.

Ein anderes Exemplar von *Thoracopterus Niederristi* [2]) ist stark zerstört, die Flossenstrahlen zerbrochen und zerrissen, die Schuppen zum Teil verstreut; wahrscheinlich ist diese Zerstörung auf die Tätigkeit von Krebsen oder von anderen aasfreßenden Tieren zurückzuführen. Die fast regelmäßig zu beobachtende starke Körperkrümmung des *Belonorhynchus striolatus* möchte ich ebensowenig als Spur des Todeskampfes ansehen wie die Verkrümmungen, welche *Aspidorhynchus* im Solnhofener Schiefer zeigt. Das Fehlen von *Ceratodus* und *Coelacanthus* in den Raibler Schiefern ist wohl darauf zurückzuführen, daß in dieser Gegend der Südalpen keine sumpfigen Küstenstriche vorhanden waren, welche wahrscheinlich den Aufenthaltsort dieser beiden Gattungen bildeten, während sich in den Nordalpen vermutlich auf dem vindelizischen Gebirge und der böhmischen Masse im Gebiete der heutigen Flyschzone weite Sumpfwälder ausdehnten.

In Seefeld überwiegen die großen Semionotiden, während die kleinen Pholidophoriden zurücktreten. Die Semionotiden liegen in sehr gutem Erhaltungszustande auf den Schieferplatten und nehmen eine

---

[1]) Exemplar Nr. 6 (vgl. unten).

[2]) Original Kners, l. c. 1866, Taf. III, Fig. 1. Exemplar Nr. 2 (vgl. unten).

Seitenlage ein. Bemerkenswert ist die stellenweise Anhäufung kleiner Pholidophoriden mit deutlichen Anzeichen des Todeskampfes, von welchem einige schöne Platten im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt Zeugnis ablegen.

In den schwarzen Schiefern von Perledo am Comersee liegen die Fische, den großen *Belonorhynchus macrocephalus Deecke* abgerechnet, geradegestreckt auf der Seite und sind somit wohl ausnahmslos als Leichen eingebettet worden. Die kleinen Typen überwiegen.

Die Fischfauna von Giffoni bei Salerno erinnert in ihrer Zusammensetzung, in der Größe der Typen und dem Erhaltungszustande der Skelette sehr an die Asphaltschiefer von Seefeld. Auch hier behalten die großen, guterhaltenen Semionotiden die Oberhand; die kleinen Pholidophoriden scheinen, nach den Abbildungen Bassanis zu schließen, vorzüglich die Seitenlage einzunehmen, so daß man schließen darf, daß auch diese Fische als Leichen an das Ufer geworfen wurden.

Fassen wir zusammen, so sehen wir, daß der Erhaltungszustand der Fischreste aus der alpinen Trias nicht dafür spricht, daß die fischführenden Schiefer am Boden eines tieferen Meeres abgelagert worden sind, sondern daß sie küstennahe Seichtwasserbildungen sind.

In einigen Fällen, wo sich der Todeskampf der Fische nachweisen läßt, ist der Vorgang bei der Sedimentation ohne weiteres klar, wie in den Reingrabener Schiefern des Polzberggrabens bei Lunz. Es wäre nicht unmöglich, daß in den Südalpen zur Zeit der Raibler Schichten viele Fische durch Eruptionen oder durch Exhalationen von Gasen zugrunde gegangen sind; diese Fische müssen gleichfalls nach kurzem Todeskampfe in die marinen Sedimente gelangt sein. Dann aber würde freilich eine weit größere Zahl von Fischen in den Raibler Schiefern diese Spuren der Agonie zeigen, als es tatsächlich der Fall ist; es ist ferner auffallend, daß vorzüglich die kleinsten Tiere die besprochenen krampfhaften Verkrümmungen zeigen. Dies deutet darauf hin, daß die in unmittelbarer Nähe der Küste sich tummelnden Pholidophoriden häufig lebend an den Strand geworfen wurden und hier zugrunde gingen, während die größeren Typen, welche bedeutendere Tiefen bevorzugen, nur als Leichen in die Strandsedimente gelangten. In den meisten Fällen wurden die Fischleichen rasch von Schlammschichten bedeckt, während andere Reste, wie das obenerwähnte Exemplar des *Thoracopterus Niederristi Bronn* aus Raibl und das Skelett des *Gigantopterus Telleri* aus Lunz, Spuren einer vorgeschritteneren Verwesung zeigen. Das erwähnte Exemplar des *Thoracopterus* aus Raibl scheint jedoch, aus der eigentümlichen Art der Zerbrechung der Hartteile zu schließen, von Krebsen am Strande zerstört worden zu sein, während der Rest des *Gigantopterus Telleri* wahrscheinlich in bereits stark verwestem Zustande an das Ufer gespült wurde.

---

3. Geologische und geographische Verbreitung der Pholidophoriden.

Abgesehen von der Ichthyofauna von Perledo sind in den Fischfaunen der alpinen Trias die Pholidophoriden der weitaus überwiegende Bestandteil, sowohl was die Artenzahl als die Zahl der überlieferten Individuen betrifft. Da auch die beiden Flugfische der alpinen Trias zur Familie der *Pholidophoridae* gehören, so wollen wir es versuchen, einen Überblick über die geographische und geologische Verbreitung dieser Gruppe zu gewinnen.

Die ersten Pholidophoriden erscheinen in der Trias. Sie sind in der Lower und Upper Hawkesbury-Wianamatta Series bei Gosford und Talbragar in Neusüdwales angetroffen worden; die aus dem Jura (?) von Talbragar beschriebene Gattung *Archaeomene* ist nach unseren bisherigen Kenntnissen auf dieses Gebiet beschränkt.

Aus dem Rhät des nordwestlichen Skandinaviens beschrieb B. Lundgren fragmentarische Exemplare von *Pholidophorus*; in der gleichen Stufe tritt *Pholidophorus Higginsi Egert.* in Gloucestershire und Leicestershire auf und aus dem Rhät bei Hildesheim in Hannover ist *Pholidophorus Roemeri* von K. Martin beschrieben worden.

Während diese Funde von Pholidophoriden in den außeralpinen Triasablagerungen sehr vereinzelt sind, ist aus der Trias der Alpen eine größere Anzahl von Gattungen und Arten bekannt geworden. Schon im Muschelkalke von Perledo am Comersee ist ein typischer Vertreter der Gattung *Pholidophorus* entdeckt worden, *Pholidophorus oblongus Bell.*

In der mittleren kalkarmen Gruppe der Trias, den Lunz—Raibler Schichten, nehmen die Pholidophoriden an Häufigkeit sehr bedeutend zu; namentlich die Fischschiefer von Raibl sind reich an Pholidophoriden. Im Hauptdolomit ist aber wieder eine Anzahl von Gattungen verschwunden und nur die Gattung *Pholidophorus* geblieben.

Diese Gattung setzt sich in das Rhät und den Lias fort und ist aus dem letzteren Zeitabschnitte aus England, Frankreich, der Schweiz und Württemberg bekannt. In englischen Liasbildungen sind sieben Arten entdeckt worden. Die jüngsten Pholidophoriden treten im oberen Jura auf, und zwar erscheinen hier neben der noch immer artenreichen Gattung *Pholidophorus* — aus dem Malm liegen zehn Arten vor — die Gattungen *Pleuropholis* und *Ceramurus*, sind aber wie alle übrigen Pholidophoriden in der Kreide bereits erloschen.

Die Gattung *Pholidophorus* ist auch in Juraablagerungen Sibiriens, Polens und in neuerer Zeit auch in den Black Hills von Süddakota [1]) nachgewiesen worden.

Die geologische Verbreitung der Pholidophoriden stellt sich somit folgendermaßen dar:

1. *Pholidophorus Ag.* Untere Trias — oberer Jura.
2. *Thoracopterus Bronn.* Obere Trias der Alpen.
3. *Gigantopterus Abel.* Obere Trias der Alpen.

[1]) Ch. R. Eastman. Jurassic Fishes from Black Hills of South Dakota. Bull. Geol. Soc. America. Vol. X, 1899, pag. 398, pl. XLV—XLVII.

4. *Pholidopleurus Bronn.* Obere Trias der Alpen.
5. *Peltopleurus Kner.* Obere Trias der Alpen.
6. *Archaeomene A. S. Woodw.* Upper Hawkesbury-Wianamatta Series (Jura?)[1]).
7. *? Prohalecites Deecke.* Untere Trias — obere Trias der Alpen.
8. *? Megalopterus Kner.* Obere Trias der Alpen.
9. *Pleuropholis Egert.* Oberer Jura.
10. *Ceramurus Egert.* Oberer Jura.

Die reichste Entfaltung erlangten die Pholidophoriden in der oberen alpinen Trias, aber nur die Gattung *Pholidophorus* überlebte die anderen, zum Teil sehr hochspezialisierten Gattungen aus diesem Formationsabschnitte. *Pholidophorus* muß gleichzeitig als die primitivste Gattung der ganzen Gruppe betrachtet werden und es ist von Wichtigkeit, festzustellen, daß sich gerade diese wenig spezialisierte Form von der unteren Trias bis in den oberen Jura nahezu unverändert erhalten hat, während die hochspezialisierten Typen, unter welchen *Thoracopterus* und *Gigantopterus* an erster Stelle stehen, rasch verschwunden sind.

In der Lower Hawkesbury-Wianamatta Series (Trias) von Neusüdwales sind zwei kleine Pholidophoriden entdeckt worden, welche A. Smith-Woodward[2]) als *Pholidophorus* (?) *gregarius* und *Pholidophorus* (?) *dubius* beschrieb. B. Lundgren[3]) stellte zwei kleine Ganoiden aus dem Rhät von Bjuf und Höganäs im nordwestlichen Skandinavien zur Gattung *Pholidophorus*, P. Egerton[4]) beschrieb den kleinen *Pholidophorus Higginsi* aus dem Rhät von Gloucestershire und Leicestershire, K. Martin[5]) eine weitere Art derselben Gattung, *Ph. Roemeri*, aus dem Rhät von Hildesheim in Hannover. Wenn also auch von den zehn Gattungen der Pholidophoriden sechs nur aus der alpinen Trias bekannt geworden sind und die ersten Pholidophoriden im Muschelkalke von Perledo auftreten, so geht doch aus der weiten geographischen Verbreitung der Pholidophoriden in der Trias hervor, daß wir vorläufig keine Berechtigung haben, die Entstehung der Pholidophoriden in das Triasmeer der Alpen zu verlegen.

---

[1]) *Archaeomene* wird von G. A. Boulenger (The Cambridge Natural History, Vol. VII, London 1904, pag. 545) von den Pholidophoriden getrennt.

[2]) A. Smith-Woodward. The Fossil Fishes of the Hawkesbury Series at Gosford. Mem. Geol. Survey of New South Wales. Palaeontology No. 4, 1890. (*Pholidophorus gregarius n. sp.*, pag. 44, pl. VI, Fig. 6—10. *Peltopleurus* (?) *dubius n. sp.*, pag. 47, pl. VI, Fig. 4, 5.)

Derselbe. Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum. Part. III, London 1895, pag. 474. *Pholidophorus* (?) *gregarius* und *Pholidophorus* (?) *dubius*.

[3]) B. Lundgren. Studier öfver faunan i den stenkolsförande formationen i nordvästra Skane. Minneskrift, utgifven af kongl. fysiografiska Sällskapet i Lund, Lund 1878, Art. 5, pag. 32, Taf. II, Fig. 63 und 72.

[4]) P. Egerton. Ann. Mag. Nat. Hist. (2). Vol. XIII, pag. 435; Figs. and Descript. Brit. Organic Remains, dec. VIII. (Mem. Geol. Survey) 1854—1855, No. 7, pag. 1, pl. VII, Fig. 1—5.

A. Smith-Woodward. Catalogue of Fossil Fishes, III, pag. 461.

[5]) K. Martin. Petrefakten aus der rhätischen Stufe bei Hildesheim. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXVI, 1874, pag. 816, Taf. XXIX, Fig. 1—2.

Zweiter Abschnitt.

Morphologischer Teil.

I. Die Flugfische der alpinen Triasablagerungen.

1. *Thoracopterus Niederristi Bronn.*

(Taf. I, Fig. 5; Taf. III, Fig. 1, Textfigur 1—5.)

Synonyma:

Thoracopterus Niederristi. Bronn: Beiträge zur triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1858, pag. 18, Taf. III, Fig. 1—3.

Thoracopterus Niederristi. Kner: Die Fische der bituminösen Schiefer von Raibl in Kärnthen. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LIII. Bd., 1. Abt., Wien 1866, pag. 170, Taf. III, Fig. 1—3.

Thoracopterus Niederristi. A. Smith-Woodward: Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum. Part III, London 1895, pag. 479.

Pterygopterus apus. Kner: Nachtrag zu den fossilen Fischen von Raibl. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LV. Bd., 1. Abt., Wien 1867, pag. 718, Taf. I.

Type:

Original Bronns im geologischen Museum der Universität Heidelberg, Gegenplatte im British Museum of Natural History in London.

Geologische Verbreitung:

Obere alpine Trias: Aonschiefer (Raibl), Reingrabener Schiefer (Lunz).

Geographische Verbreitung:

Raibl (Kärnten), Lunz (Niederösterreich).

I. Das typische Exemplar Bronns aus Raibl.

(H. G. Bronn. Beiträge zur triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1858, pag. 18—21, Taf. III, Fig. 1, 2, 3.)

Diagnose Bronns:

„Familie: *Ganoidae Lepidoidae homocerci.*

Thoracopterus n. g. Corpus robustum fusiformi-cuneatum. (Dentes ignoti.) Pinnae completae? (ventrales tamen ignotae); pectorales (utrinque approximatae?) praelongae; dorsalis et analis in cauda remotae oppositae; caudalis emarginata, aequaliter biloba, marginibus (an superiore solo?) ad mediam usque longitudinem squamularum serie obsessis. Squamae ganoideae magnae crassae quadrilaterae, cingula circa corpus formantes, in trunco sub-rectangulae et mediae quater s. quinquies altiores quam latiores, in cauda minores rhombeae."

II. Die drei Exemplare Kners aus Raibl.

(R. Kner. Die Fische der bituminösen Schiefer von Raibl in Kärnthen. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien, LIII. Bd., 1. Abt., 1866, pag. 170—174, Taf III. Fig. 1—3.)

a) Kner berichtigt in seiner Abhandlung mehrere Irrtümer der Beschreibung Bronns. Während Bronn (l. c. pag. 20) ausdrücklich das Fehlen der Ventralen hervorhebt, ist Kner der Meinung, daß Bronn die Ventralis mit der Analis verwechselt, beziehungsweise mit ihr vereinigt habe, wodurch er zu der Auffassung gelangte, daß die Analis groß und dreieckig war. Nach Kner sind die Ventralen sehr kräftig entwickelt, die Analis dagegen sehr klein.

b) Während Bronn durch den Bau der Pectoralen „fast an unsere fliegenden Fische" erinnert wurde, erklärt Kner, daß der Bau der Strahlen zufolge ihrer Polytomie geradezu der Deutung als Flugorgane widerspricht. Zu einem Flugorgane sind, seiner Ansicht nach, so vielfach geteilte Strahlen nicht brauchbar.

c) Während die Abbildung Bronns (l. c. Taf. III, Fig. 1) den Vorderrumpf mit hohen schienenähnlichen Schuppen bedeckt zeigt, weist Kner nach, daß bei *Thoracopterus Niederristi* nur zwei Reihen von Schienenschuppen auftreten und daß die Angabe Bronns durch die mangelhafte Erhaltung des Vorderrumpfes bei seinem Exemplar zu erklären ist.

d) Während Bronn (l. c. pag. 20) angibt, daß der obere Rand der Caudalis bis zu seiner halben Länge mit etwa 25 Fulcren bedeckt ist, welche zuerst sehr kräftig sind, kaudalwärts aber an Stärke allmählich abnehmen (Bronn, l. c. Taf. III, Fig. 1), erklärt Kner (l. c. pag. 170), an keinem seiner drei Exemplare derartige Fulcren beobachten zu können. Nur an dem kleinsten Exemplar (Kner, l. c. Taf. III, Fig. 3) konnte Kner am Vorderende des Oberrandes der Caudalis „spitze Rauhigkeiten" wahrnehmen, „die Bronn mag als Stützschuppen gedeutet haben. Doch sind sie ganz und gar nur den Rauhigkeiten gleich zu setzen, welche auch den ersten Strahl der Brust-, Bauch- und Afterflossen überziehen.... Die Bedeutung von Stützschuppen oder Fulcris möchte ich ihnen nicht zuerkennen".

e) Während die Schädelknochen des Bronnschen Exemplars stark verschoben und zerdrückt sind, zeigen die drei Knerschen Exemplare einen etwas besseren Erhaltungszustand. Kner konnte feststellen (pag. 171), daß die Mundspalte weit war und daß in beiden Kiefern „ziemlich scharfe Spitzzähne" standen. Die Deckelstücke und Kiefer scheinen nach Kner völlig glatt gewesen zu sein; die übrigen Kopfschilder sind „teils glatt, teils feinkörnig uneben". Der Durchmesser des Auges betrug fast ein Drittel der Kopflänge.

III. Pterygopterus apus Kner aus Raibl.

(F. v. Hauer. Einsendung von Petrefakten aus den Fischschiefern von Raibl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 63. — R. Kner. Nachtrag zu den fossilen Fischen von Raibl. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien, LV. Bd. 1. Abt., 1867, pag. 718—722, Taf. I.)

Ein neuerlicher Fund eines großflossigen Ganoiden in den bituminösen Schiefern von Raibl gab Kner die Veranlassung, im

Jahre 1867 noch einmal auf die Besprechung von *Thoracopterus Niederristi* zurückzukommen. Er erklärte den neuentdeckten Fisch für eine von *Thoracopterus Niederristi* verschiedene Gattung und Art und gab ihm den Namen *Pterygopterus apus.*

Kner hebt zunächst hervor, daß *Thoracopterus* und *Pterygopterus* in der Größe und Form der Pectoralen sowie in der Art der Beschuppung große Ähnlichkeiten aufweisen, führt aber sodann folgende Verschiedenheiten beider Typen an, welche der leichteren Übersicht halber hier nebeneinandergestellt sind:

A. Thoracopterus Niederristi Bronn (nach R. Kner).	*B. Pterygopterus apus Kner* (nach R. Kner).
1. Ventralen vorhanden.	1. Ventralen fehlen.
2. Pectoralen lang.	2. Pectoralen länger als bei *Thoracopterus* und *Exocoetus*-ähnlicher.
3. Dorsalis sehr klein, ober der Analis.	3. Dorsalis nicht zu beobachten; wahrscheinlich weit vorn und klein.
4. Beide Hälften der Caudalis gleich.	4. Untere Hälfte der Caudalis länger.
5. Schuppen in schiefen Gürteln, die schräg von oben vorn nach unten hinten ziehen.	5. Schuppen in der oberen Körperhälfte in Gürteln, die von oben hinten nach unten vorn ziehen; in der unteren Körperhälfte sind dagegen die Gürtel von oben vorn nach hinten unten gerichtet.
6. Anzahl der Schuppengürtel 40—42.	6. Anzahl der Schuppengürtel 55—56 (vom Schultergürtel bis zur „Analis“ 21, von hier bis zur Caudalis 18, „in der Höhe des Schwanzes“ 16—17).
7. Mundspalte weit, oben und unten mit scharfen, spitzen Zähnen.	7. Mundspalte „wahrscheinlich endständig, jedenfalls klein und sehr schwach oder gar nicht bezahnt“.
8. Kiemendeckel glatt.	8. Kiemendeckel fein ziseliert.

IV. Kritik der Beschreibungen Bronns und Kners.

1. Ventralis.

Bronn hatte, wie aus seiner Darstellung (l. c. pag. 20) hervorgeht, die allerdings sehr fragmentarisch erhaltene Bauchflosse für einen Teil der unter der Dorsalis stehenden Analis gehalten. Man sieht jedoch auf der seiner Arbeit beigegebenen lithographierten Tafel ganz deutlich, daß unterhalb einer kleinen dreieckigen, vielstrahligen Flosse, welche ohne Zweifel als Analis zu deuten ist, noch drei Strahlenbündel liegen; Kner sprach die Ansicht aus, daß diese drei

Strahlenbündel als die einzigen Reste der Ventralis anzusehen seien und ist damit vollständig im Rechte.

Kner gab an (l. c. 1866, pag. 171), daß das kleinste seiner drei Exemplare das vollständigste sei, da es sämtliche Flossen mit Ausnahme der Dorsalis erkennen lasse (l. c. Taf. III, Fig. 3).

Bei sorgfältiger Präparation des Knerschen Originals mit der Messingbürste zeigten sich jedoch bald die Strahlen der Dorsalis, welche die gleiche Form, Lage und Größe besitzt, wie dies bei dem Bronnschen Exemplar der Fall ist.

Das größte der drei Exemplare soll nach Kner die Brust-, Bauch- und Afterflossen erkennen lassen. Die Präparation mit der Messingbürste ergab jedoch, daß Kner ein Strahlenbüschel der linken Pectoralis für die Dorsalis gehalten hatte; die lose, nahe dem Bauchrande liegende Flosse erklärte Bronn mit Bestimmtheit für die Analis (l. c. pag. 172, Taf. III, Fig. 1). Daraus ergibt sich, daß Kner eines der weiter vorn liegenden Strahlenbündel für die Ventralis gehalten haben muß; indessen konnte das Gestein von diesem Strahlenbündel so weit entfernt werden, daß der Zusammenhang desselben mit den übrigen Bündeln der Pectoralis vollständig sichergestellt ist. Die kleinere, abdominal gestellte Flosse ist daher ohne Zweifel die Ventralis; eine Analis ist bei diesem Exemplar überhaupt nicht erhalten.

Nach Kner sollen bei *Pterygopterus apus* die Ventralen fehlen. (Kner, Nachtrag zu den fossilen Fischen von Raibl, l. c. pag. 718 und 719). Schon auf den ersten Blick kann man jedoch feststellen, daß die kleine abdominale Flosse an derselben Stelle liegt wie bei *Thoracopterus Niederristi* und daß der Bau und die allgemeine Form der abdominalen kleinen Flosse von *Pterygopterus* durchaus mit der Ventralis von *Thoracopterus* übereinstimmt. Es ist nicht einzusehen, warum eine ganz gleich große, gleich gebaute und an der nämlichen Stelle liegende Flosse in dem einen Falle als Ventralis, im anderen als Analis zu deuten sein soll.

Auch an dem Exemplar, dessen Hauptplatte sich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt und dessen Gegenplatte sich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien befindet, ist die kleine abdominale Flosse vorhanden und stimmt auch hier vollkommen mit der Ventralis von *Thoracopterus* überein.

Daraus ergibt sich, daß im Gegensatze zu den Angaben Kners *Thoracopterus Niederristi* und *Pterygopterus aptus* im Baue der Ventralen durchaus übereinstimmen.

2. Pectoralis.

Nach Kner unterscheidet sich *Pterygopterus* von *Thoracopterus* durch längere und *Exocoetus*-ähnlichere Pectoralen.

Zu dieser Behauptung wurde Kner dadurch geführt, daß sowohl das Bronnsche Original als die ihm vorliegenden weiteren drei Exemplare keinen besonders günstigen Erhaltungszustand der Pectoralen aufweisen, während das von ihm unter dem Namen *Pterygopterus apus* beschriebene Exemplar eine tadellos erhaltene Brustflosse besitzt. Kner hebt (l. c. pag. 171) hervor, daß das kleinste seiner

drei Exemplare (l. c. Taf. III, Fig. 3) die kürzesten Pectoralen aufweist; er schreibt diese Erscheinung der größeren Jugend dieses Individuums zu. Es ist diese Bemerkung Kners überraschend, denn gerade bei diesem Exemplar ist die linke Brustflosse in ihrer ganzen Länge erhalten; die rechte war zum Teil im Gestein verborgen und konnte durch Präparation mit der Messingbürste fast gänzlich freigelegt werden.

Bei einer genauen Messung der Brustflossenlänge und Körperlänge bei beiden Exemplaren zeigt sich folgendes:

An den Originalen gemessen:	*Thoracopterus Niederristi Bronn.* (3. Exemplar Kners, Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LIII. Bd., 1866, Taf. III, Fig. 3)	*Pterygopterus apus Kner.* (Kner, Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., LV. Bd., 1867, Tafel zu pag. 722)
	Maße in *mm*	
Länge der Pectoralis	37·5	57·5
Länge des Körpers (ohne Caudalis)	58·5	91·5
Körperlänge = 100; Pectoralenlänge	64·1	62·8

Es ergibt sich daraus, daß *Thoracopterus Niederristi Bronn* und *Pterygopterus apus Kner* nahezu dieselbe Brustflossenlänge besitzen; zum mindesten kann die geringe Differenz nicht als ein trennendes Merkmal beider Typen angesehen werden.

3. Dorsalis.

Während Bronn und Kner bei *Thoracopterus Niederristi* eine kleine, weit nach hinten gerückte Dorsalis angeben, soll nach Kner bei *Pterygopterus apus* keine Spur derselben zu beobachten sein; Kner vermutet, daß eine Rückenflosse „nur weit vorn gestanden und von geringer Ausdehnung gewesen sein“ könnte (l. c. 1857, pag. 720).

Durch sorgfältige Präparation ist es jedoch gelungen, einen Teil der Rückenflosse an dem in der k. k. geologischen Reichsanstalt befindlichen Exemplar von *Pterygopterus apus* (Gegendruck des Knerschen Originals) freizulegen. Es ergibt sich aus ihrer Lage und Größe eine vollkommene Übereinstimmung mit der Rückenflosse von *Thoracopterus Niederristi*.

4. Caudalis.

Die beiden Lappen der tief eingeschnittenen Caudalis sind nach Kner bei *Thoracopterus Niederristi* gleich groß; bei *Pterygopterus apus* dagegen sind der untere und obere Lappen zwar gleich breit, aber der untere ist um etwa 2''' länger.

Von allen Exemplaren des *Thoracopterus Niederristi* ist nur bei dem von Bronn beschriebenen ein sehr kleines Fragment und bei dem dritten Knerschen Original (l. c. Taf. III, Fig. 3) ein größeres Fragment der Caudalis erhalten. Keines der beiden Exemplare kann zu der Angabe berechtigen, daß die beiden Lappen der Schwanzflosse von gleicher oder verschiedener Länge sind, und somit wird auch dieser von Kner geltend gemachte Unterschied zwischen *Thoracopterus* und *Pterygopterus* hinfällig.

5. Verlauf der Schuppengürtel.

Nach Kner ist in der Anordnung der Schuppenreihen ein tiefgreifender Unterschied zwischen *Thoracopterus* und *Pterygopterus* vorhanden. Während bei der ersten Gattung die Schuppengürtel in normaler Weise von oben vorn nach unten hinten über die Seiten herabziehen, soll nach Kner die Lage der Schuppenreihen bei *Pterygopterus* wesentlich verschieden sein; in der oberen Körperhälfte sollen die Schuppen von oben hinten nach unten vorn, in der unteren Körperhälfte aber von oben vorn nach unten hinten verlaufen, so daß die Schuppenreihen beider Körperhälften unter stumpfem Winkel zusammenstoßen. Nur in der Caudalregion sollen die Gürtel schief von oben vorn nach unten hinten herabziehen.

Kner hat jedoch vollständig übersehen, daß das Exemplar seines *Pterygopterus apus* nicht auf der rechten Seite, sondern mit einer leichten Verschiebung nach rechts auf dem Bauche liegt und daß sich erst in der Caudalregion eine Drehung vollzieht, so daß die Caudalis auf die rechte Seite zu liegen kommt. Die Schuppengürtel, welche Kner für die Reihen der oberen Körperhälfte hielt, sind die rechten, die von Kner für die Schuppengürtel der unteren Körperhälfte gehaltenen Reihen aber die Schuppengürtel der linken Körperhälfte. Daraus erklärt sich sofort, daß die Gürtel beider Körperseiten in der oberen Medianlinie unter einem stumpfen Winkel zusammenstoßen; betrachtet man die Schuppen an der Stelle dieser Kreuzung genauer, so sieht man, daß die Schuppengürtel beider Körperhälften von einer sagittal verlaufenden Reihe sechseckiger Schuppen getrennt werden, welche eben die bilateral symmetrischen Schuppen der Rückenlinie sind. Infolge der in der Caudalregion zu beobachtenden Drehung des Fisches auf die rechte Körperseite erklärt sich auch der schon von Kner festgestellte normale Verlauf der Schuppenreihen in dieser Region.

Daß die hier vorgebrachte Erklärung richtig ist, beweist auf das schlagendste das Vorhandensein der Rückenflosse in jener Linie, welche Kner für die Teilungslinie der oberen und unteren Körperhälfte hielt.

Sobald wir zu der richtigen Erkenntnis der Körperlage des Knerschen *Pterygopterus apus* gelangt sind, fallen natürlich alle Unterschiede in der Anordnung der Schuppengürtel zwischen *Thoracopterus* und *Pterygopterus* fort.

6. Zahl der Schuppengürtel.

Bronn gab für *Thoracopterus Niederristi* 40—42 Schuppenreihen an; Kner zählt bei *Pterygopterus apus* „in der unteren Körperhälfte 21 schiefe Reihen und von da bis zur Caudalis noch beiläufig 18, in der Höhe des Schwanzes 16—17" Schuppengürtel. (Kner, l. c. 1867, pag. 722.) Im ganzen sollen also bei der letztgenannten Art 55—56 Schuppenreihen vorhanden sein, also 14—15 Reihen mehr als bei *Thoracopterus*.

Eine Überprüfung dieser Angaben führte zu dem Resultat, daß auch bei *Pterygopterus apus* nicht mehr als 43 Schuppenreihen vorhanden sind. Es besteht also auch in der Zahl der Schuppengürtel kein Unterschied zwischen *Thoracopterus Niederristi* und *Pterygopterus apus*.

7. Mundspalte.

Nach Kner unterscheidet sich *Pterygopterus* von *Thoracopterus* dadurch, daß bei der ersten Gattung die Mundspalte weit ist und in beiden Kiefern scharfe spitzkonische Zähne stehen, während bei der zweiten die Mundspalte klein und schwach oder gar nicht bezahnt ist.

Da das von Kner als *Pterygopterus apus* beschriebene Exemplar auf dem Bauche liegt, die zahntragenden Teile der Kiefer aber überhaupt nicht sichtbar sind, so kann dieses negative Merkmal nicht zur Unterscheidung von *Thoracopterus* herangezogen werden. Die Umrisse des Kopfes und die Form des Schnauzenendes stimmen bei *Thoracopterus Niederristi* (drittes Exemplar Kners) und bei *Pterygopterus apus* vollständig überein.

8. Oberflächenskulptur des Operculums.

Bronn spricht von dem Vorhandensein flacher Runzeln auf dem „großen hohen Kiemendeckel" (= Operculum) des *Thoracopterus Niederristi*; die Runzeln verlaufen konzentrisch um einen im Vorderrande des Operculums gelegenen Punkt. Kner gibt dagegen an, daß die „Deckelstücke" völlig glatt gewesen zu sein scheinen; bei *Pterygopterus apus* aber seien die Deckelstücke fein ziseliert.

Entgegen der Darstellung Kners zeigt jedoch das größte seiner Exemplare (l. c. Taf. III, Fig. 1) eine sehr zarte Ziselierung der Oberfläche des Operculums, soweit dies aus dem Abdrucke erkennbar ist; man sieht überdies die schon von Bronn an seinem Exemplar beobachteten konzentrischen Streifen auch an dem Knerschen Original. Der Zeichner hat diese Skulptur auf der Taf. III, Fig. 1 Kners ziemlich genau wiedergegeben.

Es fällt also auch dieser letzte von Kner geltend gemachte Unterschied zwischen *Thoracopterus Niederristi* und *Pterygopterus apus* fort.

V. Identität von Thoracopterus Niederristi Bronn und Pterygopterus apus Kner.

Es kann, da nicht einer der von Kner angeführten Unterschiede vorhanden ist, kein Zweifel darüber bestehen, daß diese beiden von Kner getrennten Typen einer und derselben Art angehören. A. Smith-Woodward[1]) machte bereits darauf aufmerksam, daß der Unterschied zwischen beiden Typen sehr fraglich wäre; E. Suess[2]) war also vollkommen im Rechte, als er *Pterygopterus apus* für ein exquisites Exemplar des *Thoracopterus Niederristi* erklärte. Auch F. Bassani spricht sich für eine Identität beider Formen aus.

VI. Übersicht der bekannten Exemplare von Thoracopterus Niederristi Bronn.

1. Original Bronns (Neues Jahrbuch 1858, Taf. III). Hauptplatte im geologischen Universitätsmuseum in Heidelberg; Gegenplatte (P. 1098) im British Museum of Natural History in London. Fundort: Raibl.
2. Original Kners (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, LIII, 1866, Taf. III, Fig. 1). Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Raibl.
3. Original Kners (ibid. Taf. III, Fig. 2). Die abgebildete Hauptplatte und Gegenplatte im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Raibl.
4. Original Kners (ibid. Taf. III, Fig. 3). Die Hauptplatte und die abgebildete Gegenplatte im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Raibl.
5. Original Kners (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wisse., Wien, LV, 1867. Taf. I). Die abgebildete Hauptplatte im geologischen Museum der k. k. Universität Wien; Gegenplatte im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Raibl.
6. Hauptplatte im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien (Acqu. Post. 1866, XL, 451); Gegenplatte im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Raibl.
7. Hauptplatte im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien; Gegenplatte im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien (Acqu. Post. 1887, II, 2). Fundort: Polzberggraben bei Lunz.
8. Abdruck beider Pectoralen und Ventralen eines kleinen Exemplars im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien. Fundort: Polzberggraben bei Lunz.

VII. Morphologische Charaktere des Thoracopterus Niederristi Bronn.

1. Körpergröße.

Das größte Exemplar (das Original von *Pterygopterus apus*) mißt von der Schnauzenspitze bis zum Ende des unteren Caudallobus 118 *mm*; die Körperlänge beträgt 91·5 *mm*. Das Exemplar 6 aus

[1]) A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum (Natural History). Part. III, London 1895, pag. 479.

[2]) R. Kner. Nachtrag zu den fossilen Fischen von Raibl, l. c. pag. 718.

Raibl ist ungefähr ebenso groß, doch lassen sich infolge der starken Körperkrümmung des Fisches die genauen Maße nicht feststellen. Die übrigen Exemplare sind durchwegs kleiner; das kleinste Exemplar 7 aus Lunz besitzt eine Körperlänge von 62 *mm* (ohne die Caudalis).

2. Körperform.

Kner schrieb seinem *Pterygopterus apus* eine relativ hohe, semionotidenähnliche Körperform zu; diese Auffassung war jedoch irrtümlich, weil Kner übersehen hatte, daß das ihm vorliegende Exemplar eine Bauchlage einnimmt und von oben nach unten infolge des Gebirgsdruckes verquetscht ist.

Ein genauer Vergleich aller Exemplare ergibt, daß *Thoracopterus Niederristi* eine Körperform besaß ungefähr wie *Pholidophorus latiusculus Ag.*, so daß der Körper als fusiform zu bezeichnen ist.

Ob der Schädel am Vorderende abgestumpft war oder ob das Kopfprofil in gleichmäßig geschwungener Linie verlief, ist infolge der hochgradigen Verdrückung aller erhaltener Schädelpartien nicht festzustellen, doch scheint *Thoracopterus Niederristi* eher ein seicht abfallendes Schädelprofil wie *Pleuropholis crassicaudata Eg.* besessen zu haben.

3. Beschuppung.

a) Form der Schuppen.

Die Schuppen sind im allgemeinen von rhombischer Form, entweder kurz oder stark verlängert; rein rhombische Schuppen finden sich neben einigen dreieckigen in der Caudalregion; cykloidische Schuppen sind in der Mittellinie der Ventralseite vorhanden (Exemplar 4, Kner, l. c. 1866, Taf. III, Fig. 3), während in der medianen Schuppenreihe des Rückens sechseckige Schuppen auftreten, die am schönsten in der Region vor der Dorsalis entwickelt sind. Die letzteren sind an den Exemplaren 2, 4 und 5 sehr gut zu beobachten; auf der Knerschen Abbildung (l. c. 1866, Taf. III, Fig. 3) sind sie nicht zur Darstellung gebracht, dagegen auf der Abbildung von *Pterygopterus apus* (Kner, l. c. 1867, Taf. I).

Wie bei den meisten Pholidophoriden finden sich auch an den Flanken von *Thoracopterus Niederristi* einige Reihen stark verlängerter Schuppen. Die längsten Schuppen liegen am Anfange des Schuppenkleides hinter dem Schultergürtel und ungefähr in halber Körperhöhe; die achte Hauptschuppenreihe, von der Rückenlinie gegen unten gerechnet, umfaßt die längsten Schuppen. Die erste ist ungefähr viermal höher als breit; die Höhe nimmt jedoch rasch ab, so daß dieselbe schon bei den Schuppen der nächsten Gürtel etwa auf das Dreifache der Breite herabsinkt; über den Ventralen sind die Schuppen dieser Reihe nur mehr doppelt so hoch als breit, nehmen weiter an Höhe ab, werden aber wieder höher in der Region vor der Dorsalis und Analis, um dann rasch zur rein rhombischen Form überzugehen.

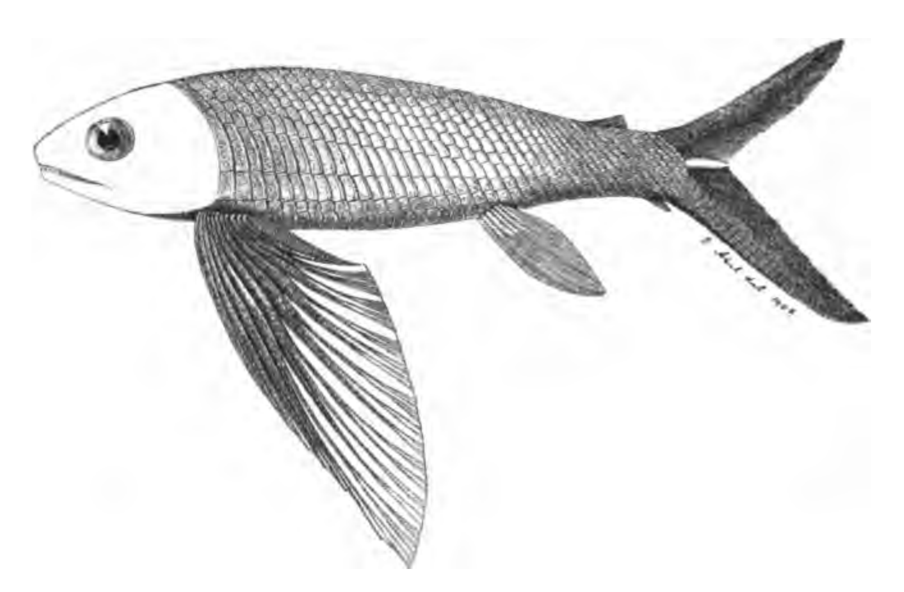
Bedeutend niedriger sind die Schuppen der sich ventral anschließenden neunten Reihe. Sie sind schon unmittelbar hinter dem Schuppengürtel nur etwas mehr wie doppelt so hoch als breit, nehmen

aber weniger rasch an Höhe ab als die Schuppen der oberen Reihe, so daß sie in der Region vor der Ventralis ungefähr ebenso groß wie diese sind.

Die nächste, zehnte, Schuppenreihe besteht aus noch niedrigeren Schuppen; sie beginnen hinter dem Schultergürtel mit rein rhombischer Form, werden aber gegen hinten etwas höher und erreichen vor der Ventralis eine Höhe, die etwa das Zweifache ihrer Breite beträgt.



Fig. 1.



Thoracopterus Niederristi Bronn.

Geologisches Alter: Mittlere kalkarme Gruppe der alpinen Trias.

Fundorte: Raibl (Kärnten), Lunz (Niederösterreich).

(Natürliche Größe.)

Die Grundlage der Rekonstruktion bilden das Knersche Original des *Pterygopterus apus* aus Raibl und das Exemplar 7 aus Lunz.

Die elfte Schuppenreihe beginnt ungefähr hinter dem letzten Strahl der Brustflosse und die sie zusammensetzenden Schuppen nehmen wie die der zehnten Reihe bis zur Ventralis an Höhe zu. Auf diese Reihe folgt die mediane Schuppenreihe der Ventrallinie, welche aus cykloidischen Schuppen besteht.

Die Bronnsche Abbildung (Neues Jahrbuch 1858, Taf. III) zeigt vier übereinanderliegende hohe schienenähnliche Schuppen, doch scheint

diese Darstellung zum Teil auf einer Ungenauigkeit des Zeichners, zum Teil auf einer starken Verschiebung des Exemplars zu beruhen [1]).

Auch die Schuppen der siebenten Reihe sind verlängert, also der Reihe, welche über der Reihe der längsten Schuppen liegt; ebenso sind auch die Schuppen der sechsten Reihe etwas verlängert, nehmen aber wie die der siebenten caudalwärts sehr rasch an Höhe ab. Unter allen Reihen verlängerter Schuppen, von der sechsten bis zur elften, sind jedoch nur die Schuppen der achten und neunten auffallend erhöht und schienenförmig.

In der Rekonstruktion des *Thoracopterus Niederristi* konnte natürlich die absolute Höhe der Schuppen nicht zum Ausdrucke gebracht werden, da man sonst die Schuppenbekleidung in eine Ebene hätte aufrollen müssen.

b) Oberflächenskulptur der Schuppen.

Das bezeichnendste Merkmal aller Schuppen besteht darin, daß sie am freien Hinterrande durch einen relativ breiten und starken Wulst abgeschlossen werden, welcher an den Schuppen der vorderen Rumpfregion am stärksten entwickelt ist, aber an den Schuppen der hinteren Körperhälfte allmählich schwächer wird. Besonders gut läßt sich diese Erscheinung an dem Exemplar 4 aus Raibl beobachten. Dieser Wulst am Schuppenhinterrand verdickt sich an einigen Schuppen knopfartig, doch ist sowohl diese Verdickung an und für sich als auch die Lage derselben höchst variabel.

Auch der Unterrand der Schuppen wird von einer nicht deutlich entwickelten scharfen Leiste begrenzt.

Der Saum des erwähnten Wulstes am Hinterrande der Schuppen ist sehr fein gezähnt. Diese Zähnelung läßt sich auch noch an den Schuppen der Caudalregion beobachten, wo der Wulst kaum mehr sichtbar ist.

Die Oberfläche der Schuppen ist im Postclavicularabschnitt mit sehr kräftigen, unregelmäßigen, wurmförmigen Wülsten und Knöpfen bedeckt. Diese Rugositäten sind auf den Flankenschuppen im ganzen und großen untereinander parallel und verlaufen in der Richtung der Längsachse der Schuppen, also von vorn oben nach hinten unten. Auch die Schuppen der Caudalregion sind in ähnlicher Weise skulpturiert; dagegen scheinen die Schuppen in der Mitte der Flanken glatt zu sein. In der Caudalregion sowie in der Region der Rücken- und Bauchlinie sind die erwähnten Rauhigkeiten im Gegensatze zu den Flankenschuppen in mehr konzentrischen Reihen angeordnet.

Die Schuppenskulptur variiert bei den einzelnen Exemplaren außerordentlich. Ich möchte jedoch dieser Oberflächenstreifung um so weniger morphologisches und systematisches Gewicht beilegen, da es bekannt ist, in wie weiten Grenzen die Schuppenzeichnung bei lebenden Arten je nach dem Alter variiert und auch individuelle Differenzen zeigt [2]).

Eine Seitenlinie ist nicht zu beobachten.

---

[1]) Vgl. darüber die Bemerkung Kners, l. c. 1866, pag. 173 (Fußnote).

[2]) J. Stuart Thomson. The Periodic Growth of Scales in Gadidae as an Index of Age. Journ. of the Marine Biolog. Assoc. of the United Kingdom. Vol. VII, No. 1, Plymouth, April 1904. Vgl. Literatur, pag. 106—107.

c) Zahl der Schuppengürtel.

Dieselbe wurde von Bronn (l. c. 1858, pag. 19) mit 40—42 angegeben; Kner gab für das Exemplar 5 (Original des *Pterygopterus apus*) 55—56 Gürtel an (vgl. oben). Eine sorgfältige Nachmessung am Original Kners ergab auch für dieses die Zahl 43, also ungefähr dieselbe Zahl, welche Bronn mitteilte. Abgesehen von den medianen Reihen der Rücken- und Bauchlinie sind elf Schuppenreihen übereinander zu zählen.

4. Flossen.

a) Pectoralis.

Die Brustflosse ist nebst der Schwanzflosse das bezeichnendste Organ für diesen Fisch, weil ihre Größe, ihre Form und ihr anatomischer Bau beweist, daß *Thoracopterus Niederristi* eine Lebensweise wie die Exocoeten der Gegenwart geführt haben muß.

Da der feinere Bau der Flossen im Zusammenhange mit deren physiologischer Bedeutung als Flugorgane im biologischen Abschnitte dieser Arbeit besprochen werden soll, so mögen hier nur die wichtigsten Angaben über die Flosse Platz finden. Die Grundlage für die Darstellung bildet das Original von *Pterygopterus apus Kner*; die übrigen Knerschen Originale sowie die in neuerer Zeit entdeckten Exemplare ergaben zum Teil eine vollständige Übereinstimmung des Flossenbaues, zum Teil bildeten sie wertvolle Ergänzungen.

Die Brustflossen aller Exemplare, vor allem die schöne Flosse des Exemplars 5, wurden durch sorgfältige Präparation mit der Messingbürste vom anhaftenden Gestein befreit, so daß der Bau der Flosse in voller Klarheit studiert und die Ungenauigkeit der Knerschen Abbildungen und Beschreibungen beseitigt werden konnte.

Die Brustflosse ist ebenso geformt wie die von *Exocoetus*, das heißt am Ende zugespitzt und am Hinterrande stärker konvex als am Vorderrande. Sie ist tief, nahe der Bauchlinie, eingelenkt, wie dies namentlich aus den wohlerhaltenen Ansätzen der Pectoralen am Exemplar 7 (aus Lunz) hervorgeht; der Abstand beider Brustflossen beträgt nur 3·5 *mm* bei diesem Exemplar, also etwa $^1/_{18}$ der Körperlänge (ohne die Caudalis).

Die Brustflosse besteht aus elf Strahlen. Die vorderen vier sind kurz, nicht oder nur einfach gegabelt, aber gegliedert; sie legen sich dicht aneinander und übereinander, so daß der Hinterrand eines Strahles den Vorderrand des folgenden überdeckt. Der fünfte Strahl erreicht die Flossenspitze und entsendet einen stumpfen stärkeren Ast gegen den Vorderrand der Flosse; von der Spitze angefangen endet am Hinterrande der Flosse der fünfte Strahl mit zwölf feinen Spitzen, jeder folgende mit sechzehn Spitzen, der letzte ist ungeteilt.

Die Außenseite jedes Strahles ist rinnenförmig ausgehöhlt, die Innenseite gewölbt. Die Strahlen sind — namentlich die hinteren — reich gegliedert und die einzelnen Glieder greifen mit einem kleinen zahnartigen Fortsatze ineinander (vgl. Fig. 3). Die Oberfläche der Strahlen ist an der Innenseite der Flosse mit sehr zahlreichen dichtgedrängten, zu der Längsrichtung der Strahlen parallelen wurmförmigen

Erhöhungen verziert, so daß die ganze Oberfläche wie gerunzelt erscheint. Diese Runzelung setzt sich bis in die Strahlenspitzen fort.

Die rinnenartigen Vertiefungen der Flossenstrahlen auf der

Fig. 2.

Thoracopterus Niederristi Bronn.

Obere Trias der Alpen.

Rechte Brustflosse von der Flugfläche (von innen) gesehen.

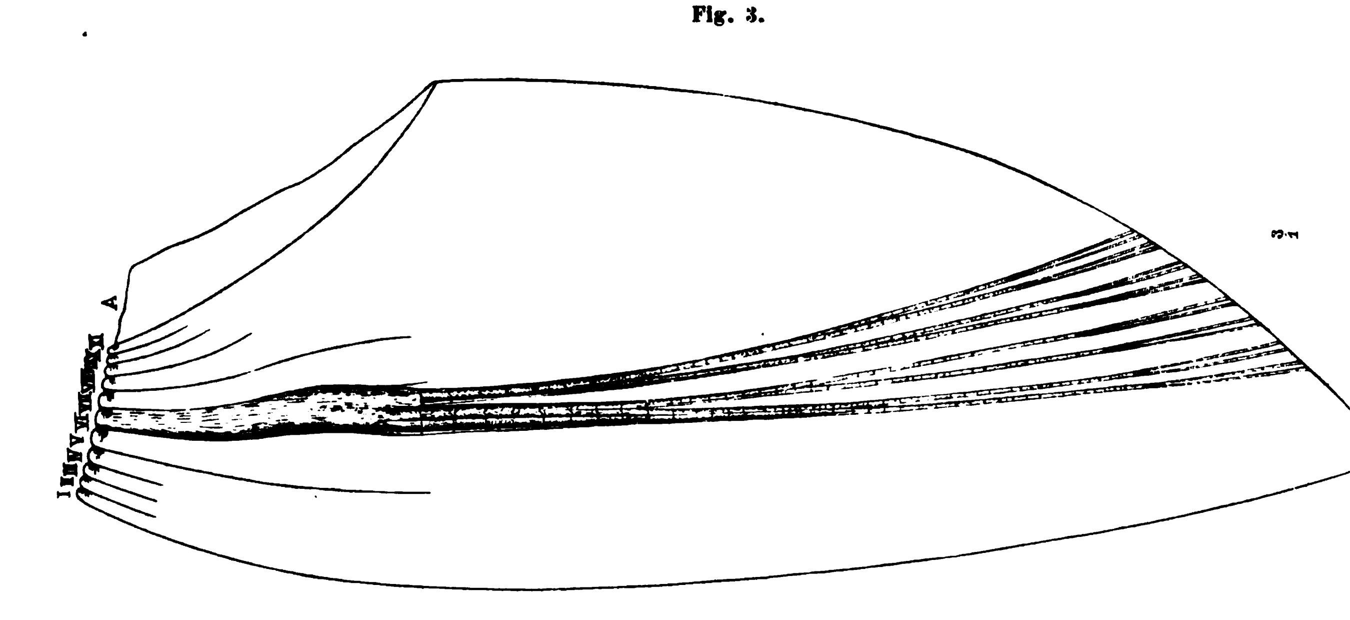
Grundlage der Rekonstruktion: Das Original des *Pterygopterus apus Kner* aus Raibl.

Zweimal vergrößert.

(Vgl. Taf. III, Fig. 1.)

Außenseite sind vollkommen glatt; dagegen sind auch auf der Außenseite alle konvexen Partien der Strahlen mit Runzeln bedeckt, welche sich bis zu den Enden der Strahlen fortsetzen.

Fig. 3.



Thoracopterus Niederristi Bronn.

Obere Trias der Alpen.

Sechster Strahl der linken Brustflosse von der Außenseite.

(Rekonstruiert nach dem Original des *Pterygopterus apus Kner* aus Raibl.)

Dreimal vergrößert.

I—XI = Flossenstrahlen, A = sensenförmiger Anhang des letzten Flossenstrahls.

An den elften, ungeteilten, Strahl ist ein sensenförmiges Segel angeheftet, welches den Eindruck hervorruft, als ob es mit dicht aneinanderstoßenden kleinen Schuppen bedeckt sei; der Durchmesser dieser Plättchen beträgt im oberen Abschnitte des Segels ungefähr 0·1 *mm*. Gegen die Spitze des Segels werden die Plättchen länger, während sie im oberen Abschnitte von rundlicher Form waren. Es sind dies offenbar eigentümlich modifizierte Strahlenglieder [1]).

Ohne Zweifel waren die Strahlen der Pectoralis bis an ihre Enden von einer Flossenhaut umhüllt, da sonst eine Zerfaserung der Strahlen, wie sie am Hinterrande der Flosse zu beobachten ist, nicht denkbar wäre.

b) Ventralis.

Die Ventralis besteht aus sieben Strahlen, welche sehr kräftig beginnen und sich unweit ihrer Basis mehrfach gabeln und in feine Strahlen teilen, die sich dicht aneinanderlegen. Die Ventralis ist nur bei dem Exemplar 7 aus Lunz gut erhalten, bei den übrigen mehr oder minder beschädigt. Sie ist bei diesem Reste 13 *mm* lang; da die Körperlänge desselben 62 *mm* beträgt (ohne die Caudalis), so erreicht die Ventralis ungefähr $^1/_5$ der Körperlänge.

An dem erhaltenen proximalen Teile der Ventralis bei dem Exemplar 5 bemerkt man undeutliche Spuren einer Gliederung der Flossenstrahlen.

c) Dorsalis.

Die Dorsalis ist an den Exemplaren 1, 4, 5 und 7, am besten bei 1 und 7 erhalten; sie besitzt einen dreieckigen Umriß, ist sehr niedrig und klein und besteht aus ungefähr 12 stark nach hinten geneigten feinen, einfach gegabelten oder einfachen Strahlen (vgl. Fig. 1).

d) Analis.

Unmittelbar vor der Schwanzflosse, also weiter nach hinten gerückt als die Dorsalis, ist bei einigen Exemplaren (Exemplar 1 und 7) die Analis erhalten. Sie ist außerordentlich reduziert und besteht aus nur wenigen feinen, ungeteilten Strahlen. Bei dem Original Bronns ist ihre Abgrenzung nicht ganz deutlich, bei dem kleinen Individuum aus Lunz (Gegenplatte in der geologischen Reichsanstalt) aber sehr deutlich zu beobachten.

e) Caudalis.

Vollständig ist die Schwanzflosse nur am Exemplar 5 erhalten. Auf den ersten Blick muß die bedeutendere Größe des unteren Caudallobus auffallen, wodurch die Schwanzflosse das Aussehen der Caudalis von *Exocoetus* erhält.

Der Körper endet stumpf mit einem stark gekrümmten Bogen, wie man am Exemplar 5, ebenso am Exemplar 7 deutlich beobachten

[1]) Einen ähnlichen, aber mit großen Schuppen bedeckten Anhang besitzt die Brustflosse von *Pantodon Buchholzi*, ein kleiner Flugfisch aus westafrikanischen Flüssen. Die physiologische Bedeutung dieses Segels soll im biologischen Abschnitte nähere Erörterung finden.

kann. Spuren der Wirbelsäule sind an dem letzteren Reste erhalten und man kann dieselbe bis zum obersten Strahle des unteren Caudallappens verfolgen; ein Irrtum bezüglich des Endes der Wirbelsäule ist völlig ausgeschlossen [1]). Der letzte Caudalwirbel fällt mit dem Ende der Schuppenbekleidung zusammen.

Der obere Caudallobus beginnt etwas weiter oralwärts als der untere, jedoch mit bedeutend schmälerer Basis und bleibt auch in seinem weiteren Verlaufe schwächer als der untere. Der obere Schwanzlappen beginnt mit 17—18, der untere mit 15 Strahlen; die des unteren Lappens sind weit kräftiger.

Die Strahlen des oberen und unteren Lappens sind schon von ihrem freien Beginn an gegliedert. Diese einzelnen Glieder sind bei dem erwachsenen Exemplar 5 ungefähr 2 *mm* lang, sowohl im oberen als im unteren Lappen; da aber die Strahlen des oberen Lappens sich zu den unteren in ihrer Breite ungefähr wie 1 : 2 verhalten, so erscheinen die Glieder der oberen Schwanzstrahlen bedeutend schlanker und länger. Die Breite der oberen Strahlenglieder beträgt in der Nähe der Flossenbasis etwa $^1/_4$ *mm*, die der unteren etwa $^1/_2$ *mm*. Mit zunehmender Entfernung von der Basis werden die Strahlen bedeutend stärker und erreichen (beim Exemplar 5) im unteren Caudallobus eine Breite von über 0·5 *mm*.

Am Vorderrande des Oberrandes der Caudalis sind 20—25 Fulcren vorhanden. Bronn gab für das Exemplar 1 (im geologischen Museum der Heidelberger Universität) 25 Fulcren an; Kner bestritt diese Angabe (vgl. oben pag. 20). Herr Professor W. Salomon hatte die Liebenswürdigkeit, mir das Bronnsche Original zur neuerlichen Untersuchung zu übersenden. Es ergab sich bei derselben die vollständige Richtigkeit der Beschreibung Bronns; die Abbildung seines Originals (N. Jahrb. 1858, Taf. III) bringt die Form dieser Fulcren gut zum Ausdruck.

Außer bei dem Bronnschen Original sind am Original des *Pterygopterus apus Kner* deutliche Fulcren am Oberrande der Schwanzflosse zu beobachten. Sie stehen hier jedoch nicht ab, sondern schmiegen sich dicht aneinander. Ihre Zahl ist, wie man an der in der geologischen Reichsanstalt befindlichen Gegenplatte des Originals feststellen kann, geringer als bei dem Original Bronns; ihre dichtgedrängte, sehr schräge Stellung mag die Ursache davon gewesen sein, daß Kner den Fulcrenbesatz der Caudalis bei seinem *Pterygopterus apus* übersah. Keinesfalls sind die Caudalfulcren identisch mit den rauhen Skulpturen der Schwanzflossenstrahlen, wie Kner vermutete.

Die Oberfläche der Caudalstrahlen ist durchweg von ziemlich groben, perlschnurartigen Leisten, Streifen und Punkten bedeckt, welche zu der Längsachse der Strahlen parallel sind. Die einzelnen Glieder greifen mit einem kurzen, nach vorn gerichteten Zähnchen ineinander, wie die Glieder der Pectoralstrahlen; ihre Gelenkflächen sind verdickt und von einer Leiste umsäumt. Der stärkste Strahl in der Caudalflosse überhaupt ist der siebente (von der Ventralseite an

---

[1]) Über echte Homocerkie vgl. G. A. Boulenger, Fishes (Cambridge Nat. Hist., Vol. VII), London 1904, pag. 646).

gerechnet) im unteren Caudallobus, welcher zugleich der längste ist und sich bis in die äußerste Flossenspitze fortsetzt; seine Länge beträgt, vom Körperende an gerechnet, beim Exemplar 5 (Original des *Pterygopterus apus Kner*) 31 *mm*, seine größte Breite ein wenig mehr als 0·5 *mm*. Der längste Strahl des oberen Schwanzlappens ist nur 25 *mm* lang, seine größte Breite etwa 0·25 *mm*.

Die hinteren inneren Strahlen beider Lappen sind mehrfach gespalten und laufen in feine pinselartige Fahnen aus, welche beim lebenden Tier durch eine Flossenhaut verbunden gewesen sein müssen.

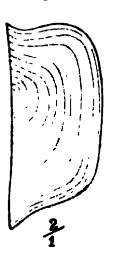
Die Basen des untersten Strahles des oberen Caudallappens und des obersten des unteren Lobus sind voneinander durch einen Zwischenraum von 1 *mm* (Exemplar 5) getrennt, aber die pinselartigen Enden rücken sehr nahe aneinander. Wir dürfen daher annehmen, daß beide Lappen durch eine gemeinsame Flossenhaut verbunden gewesen sind.

Die Schwanzflosse von *Thoracopterus Niederristi* ist somit als ein typisch hypobatisches Lokomotionsorgan zu betrachten.

5. Kopfskelett.

Der Schädel ist bei allen Exemplaren so stark verdrückt, daß die Umrisse und die Form der Schädelknochen nur in großen Zügen festgestellt werden können. Am vollständigsten ist der Schädel des Exemplars 5 (Original des *Pterygopterus apus*) erhalten; am Exemplar 3 lassen sich die Kiemenstrahlen sowie die Elemente des Opercularapparats beobachten. An den Exemplaren 1 und 7 aus Lunz sind die Kopfknochen in ihrer ursprünglichen Lage erhalten, beim Exemplare 7

Fig. 4.



Thoracopterus Niederristi Bronn.
Obere Trias der Alpen.
Linkes Operculum von der Außenseite.
(Nach mehreren Exemplaren rekonstruiert.)
Zweimal vergrößert.

ebenso die Ansätze der beiden Pectoralstrahlen; leider sind die Knochen selbst infolge des jugendlichen Alters dieses Individuums sehr dünn und gingen deshalb beim Fossilisationsprozeß zum Teil in Trümmer. Indessen läßt sich die Lage und Form der Schädelknochen an diesem Exemplar noch am besten studieren.

Das Operculum (Fig. 4) ist von langgestreckt rhombischer Gestalt, am obereren hinteren Rande abgerundet, am unteren schräg

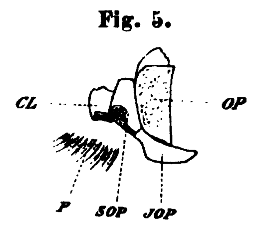
nach vorn unten laufenden Rande gerade abgeschnitten und endigt vorn unten in eine Spitze. Seine Form erinnert nicht an die von *Pholidophorus*, da der Unterrand des Operculums nach den Untersuchungen Zittels bei dieser Gattung (*Pholidophorus striolaris Ag.* = *Ph. macrocephalus Ag.*) in einem schwachgekrümmten Bogen verläuft, so daß der Hinterrand kürzer erscheint.

Die feingrubige Oberfläche des Operculums ist von Runzeln und Streifen bedeckt, die konzentrisch um einen etwas unter dem Halbierungspunkte des Vorderrandes gelegenen Punkt verlaufen.

Schwieriger ist es, ein Urteil über die Lagerung und Form des Interoperculums und Suboperculums zu gewinnen.

An dem Exemplar 7 ist diese distal vom Operculum gelegene Partie etwas verschoben; die linke Pectoralis liegt auf der Platte (Hauptplatte im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum) ausgebreitet, die rechte ist von dem darüberliegenden Körper verdeckt und nur der proximale Abschnitt der Pectoralstrahlen der rechten Flosse sichtbar,

Fig. 5.



Thoracopterus Niederristi Bronn.

Fundort: Fischschiefer von Raibl in Kärnten.

(Original des *Thoracopterus Niederristi Br.* im geologischen Museum der Heidelberger Universität.)

Erklärung der Abkürzungen: *OP* = Operculum. — *SOP* = Suboperculum. — *IOP* = Interoperculum. — *CL* = Clavicula. — *P* = Pectoralstrahlen.

(Natürliche Größe.)

da die Schuppen an dieser Stelle abgesprungen sind. Über die Form und Größe des Suboperculums gibt also dieser Rest keine Auskunft.

Gut erhalten sind die Elemente des Opercularapparats an dem Bronnschen Original (Fig. 5). Hinter dem Operculum mit feingrubiger Oberfläche und schwachen konzentrischen Anwachsstreifen liegt das Suboperculum. Dieser Knochen ist wesentlich anders geformt als bei *Pholidophorus*, wenn man die Zittelsche Abbildung dem Vergleiche zugrunde legt. Das Suboperculum von *Thoracopterus* ist oben breit abgerundet, erreicht seine größte Breite im unteren Drittel seiner Länge und stößt unten in einer geraden Linie mit dem Interoperculum zusammen.

Das Interoperculum ist ähnlich gebaut wie bei *Pholidophorus*. Suboperculum und Clavicula, wahrscheinlich auch das Interoperculum, sind mit rauhen, unregelmäßigen groben Strichen und Punkten skulpturiert.

An den übrigen Exemplaren sind die Knochen des Opercularapparats aus dem Zusammenhange gerissen. Wir müssen uns daher bei der Deutung dieser Knochen zum Teil auf Vermutungen beschränken.

Bei dem Exemplar 3 aus Raibl liegen über dem rechten Operculum zwei engverbundene dreieckige Knochen, die zusammen eine langgestreckt rhombische Form bilden; es ist indessen nicht möglich gewesen, sie mit den Knochen des Kiemendeckelapparats des Bronnschen Originals zu homologisieren. Vielleicht repräsentiert der eine dieser beiden Knochen das Suboperculum.

Der Opercularapparat wird hinten von einer kräftigen Clavicula abgeschlossen, an welche sich die Postclavicula und Supraclavicula anschließen. Die Umrisse dieser bei allen Exemplaren stark beschädigten Knochen sind nicht sicher festzustellen, ähneln aber am meisten den entsprechenden Knochen von *Pholidophorus macrocephalus*.

Die Branchiostegalplatten sind am Exemplar 3 und 7 ziemlich gut zu beobachten. Sie zeigen keine besonderen Abweichungen von *Pholidophorus*.

In der Wangenregion des Exemplars 3 liegen zwei größere länglich ovale Knochenplatten, welche höchstwahrscheinlich als Suborbitalia zu deuten sind.

Der Unterkiefer ist kräftig und trägt stumpfkonische Zähne, die am Exemplar 3, deutlicher an den Exemplaren 2 und 7 beobachtet werden können.

Der Zwischenkiefer ist, wie sich an den Exemplaren 4, 5 und 6 feststellen läßt, vorn gerade abgestutzt, so daß der Schädel, von oben betrachtet, eine stumpfe, plumpe Form erhält. Die Kieferknochen sind mit kräftigen, dichtstehenden Höckern verziert; der Unterkiefer zeigt wie die meisten Kopfknochen eine aus hieroglyphenartig geformten Punkten und Strichen bestehende Skulptur auf feingrubigem Grunde. Auch die Knochen des Schultergürtels sind auf ihrer Außenseite mit Längsstreifen und Punkten versehen, in ganz derselben Weise wie die sich postclavicular anschließenden Ganoidschuppen; die Kopfknochen sind gleichfalls mit einer glänzend schwarzen Ganoinschicht bedeckt, welche die erwähnten Skulpturen bildet.

Die Orbita ist groß und ihr Durchmesser nimmt etwa den dritten Teil der Kopflänge ein, wie schon Kner angab.

VII. Phylogenetische Stellung von Thoracopterus.

An der Pholidophoridennatur dieser Gattung kann kein Zweifel bestehen. Fraglich sind nur ihre verwandtschaftlichen Beziehungen zu den übrigen Pholidophoridengattungen der Trias.

Die aus dem Jura (?) von Neusüdwales beschriebene Gattung *Archaeomene* sowie die oberjurassische Gattung *Ceramurus* dürfen bei einem Vergleiche von vornherein ausgeschaltet werden. Es bleiben somit nur die Gattungen: *Pholidophorus, Pholidopleurus, Peltopleurus* und *Pleuropholis* übrig.

Wenn wir es versuchen wollen, die Stammformen von *Thoracopterus* aufzusuchen, so fällt weiters die oberjurassische Gattung *Pleuropholis* weg; diese Gattung kann aber auch infolge ihres weit primitiveren Flossenbaues nicht als Deszendent von *Thoracopterus* betrachtet werden.

Von *Pholidopleurus* kann *Thoracopterus* nicht abgeleitet werden, da bei der erstgenannten Gattung die Bauchflossen fehlen; *Peltopleurus* kann wegen der hochspezialisierten Beschuppung gleichfalls nicht als Stammgattung von *Thoracopterus* angesehen werden.

Es bleibt somit nur die Gattung *Pholidophorus* als nächstverwandte Type übrig. Die Beschuppung steht bei dieser Gattung noch auf einer tieferen Stufe als bei *Thoracopterus*, obwohl schon hier die Verlängerung einzelner Schuppenreihen und die Ausbildung von Schienenschuppen im vorderen Rumpfabschnitte beginnt; der Ansatz der paarigen Flossen und die Form und Lage der medianen Flossen läßt sich gut mit der Annahme in Einklang bringen, daß eine *Pholidophorus*-Art der Ausgangspunkt für die Entwicklung des großflossigen *Thoracopterus Niederristi* gewesen ist. Die Vorfahren dieses Flugfisches des obertriadischen Meeres der Nord- und Südalpen waren offenbar Seichtwasserfische. In welcher Weise wir uns die Entstehung der fliegenden Pholidophoriden zu denken haben, soll im letzten Abschnitte dieser Arbeit erörtert werden.

2. *Thoracopterus spec.*

Synonyma:

Urocomus picenus p. p. O. G. Costa: Studii sopra i terreni ad ittioliti del regno di Napoli, diretti a stabilire l'età geologica dei medesimi. Parte I. Schisti bituminiferi di Giffoni. Mem. pres. 4. dic. 1858. — Append. Vol. XII. Atti Accad. scienze di Napoli. Napoli 1862, pag. 32—34, tav. V, fig. 2 e 2*a*.

Pterygopterus (?) spec. F. Bassani: Sui fossili e sull' età degli schisti bituminosi di Monte Pettine presso Giffoni valle Piana in provincia di Salerno (Dolomia principale). Mem. Soc. Ital. delle Scienze, T. IX, Ser. 3*a*, Nr. 3, 1892, pag. 23.

Thoracopterus (?) spec. F. Bassani: La ittiofauna della Dolomia principale di Giffoni (provincia di Salerno). Palaeontographia Italica, I, 1895, pag. 208, tav. XII (IV), fig. 4, Tav. XV (VII), fig. 64.

Thoracopterus (?) spec. F. Bassani: Su la „*Hirudella laticauda O. G. Costa*" degli schisti bituminosi triasici di Giffoni, nel Salernitano. — Rendiconti A. Accad. di Napoli (Adunanza del di 16. Dic. 1899).

Type:

Original Costas und Bassanis im geologischen Museum der königlichen Universität Neapel.

Geologische Verbreitung:

Obere Trias (bituminöse Schiefereinlagerungen im Hauptdolomit).

Geographische Verbreitung:

Giffoni (bei Salerno).

Von diesem Fische [1]) sind nur die beiden Pectoralen in ziemlich gutem Zustande, ferner ein Teil der Caudalis und wirr durcheinanderliegende Strahlen der beiden Ventralen erhalten. Von Schuppen sind undeutliche Spuren vorhanden; vom Kopfskelett sind zwei Knochen auf der Platte zu beobachten, welche wahrscheinlich als Wangenplatten zu deuten sind und nicht dem Opercularapparat angehören dürften.

Die Pectoralen stimmen in ihrem Baue so vollkommen mit *Thoracopterus Niederristi* überein, daß von einer eingehenderen Beschreibung Abstand genommen werden darf. Verschieden ist nur die Oberflächenbeschaffenheit der Pectoralstrahlen; bei *Thoracopterus Niederristi* sind sie reich skulpturiert, und zwar besteht die Skulptur aus hieroglyphenartigen Punkten und Strichen, welche im ganzen und großen der Längserstreckung der Strahlen folgen, aber im distalen Strahlenteile unregelmäßiger verstreut sind.

Bei *Thoracopterus spec.* aus Giffoni sind dagegen die proximalen Abschnitte der Pectoralstrahlen durchaus glatt; im distalen Abschnitte erscheint eine Skulptur, welche in feinen parallelen Längsstreifen auf den Strahlen besteht. Diese Streifen setzen sich ununterbrochen von einem Strahlengliede auf die anstoßenden fort und der Strahl erhält dadurch eine von *Thoracopterus Niederristi* beträchtlich abweichende Oberflächenskulptur.

Ein weiterer Unterschied zwischen der Type aus Raibl und Lunz einerseits und jener aus Giffoni anderseits besteht in der bedeutenderen Größe der letzteren. Diese allein kann aber wohl nicht als ausreichendes Merkmal für eine systematische Trennung beider Formen angesehen werden; und wenn wir beachten, daß Skulpturdifferenzen wie die beschriebenen auch bei anderen Fischen als individuelle Variationen auftreten, so ist es ganz gut möglich, daß beide Typen identisch sind und *Thoracopterus spec.* aus Giffoni ein besonders großes Individuum des *Thoracopterus Niederristi* repräsentiert.

Da aber ein sicheres Urteil über die Identität der Typen aus den Nordalpen einerseits und Giffoni anderseits noch nicht möglich ist, so mag bis zum einwandfreien Nachweise der Identität die Form von Giffoni als *Thoracopterus spec.* abgetrennt werden; es kommt dabei noch in Betracht, daß die Fischfauna von Giffoni etwas jünger ist als die Faunen von Raibl und Lunz und daß deshalb bei der Beurteilung des Restes von Giffoni besondere Vorsicht geboten ist.

3. *Gigantopterus Telleri n. g. n. sp.*

(Taf. I, Fig. 6; Taf. II; Taf. III, Fig. 2, Textfigur 6—8.)

Type:

Im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien.

Geologische Verbreitung:

Obere Trias (Reingrabener Schiefer).

---

[1]) Herr Prof. Dr. F. Bassani hatte die Liebenswürdigkeit, mir das Original zur Untersuchung zu übersenden, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank ausspreche.



Geographische Verbreitung:

Lunz (Niederösterreich).

Durch Herrn Josef Haberfelner, Bergverwalter in Lunz, gelangte ein Fischrest in den Besitz der k. k. geologischen Reichsanstalt, welcher in den schiefrigen, tonigen Lagen des Reingrabener Schiefers im Polzberggraben bei Lunz an der Fundstelle des *Ceratodus Sturi Teller* entdeckt wurde. Die Hauptplatte ist 13 × 24 *cm* groß; die Gegenplatte ist nur bruchstückweise vorhanden, und zwar umfaßt das größere Fragment den Kopf und beide Brustflossen, das kleinere den Abdruck des auf der Hauptplatte erhaltenen unteren Caudallappens.

1. Erhaltungszustand.

Der Fisch liegt auf dem Rücken und ist in stark verwestem Zustande in den Uferschlamm eingebettet worden. Da es nicht wahrscheinlich ist, daß diese Verwesung in den sich rasch anhäufenden Strandsedimenten vor sich gegangen ist — die übrigen Fischreste desselben Fundortes sind meist sehr gut erhalten — so ist anzunehmen, daß der Fisch als Leiche an den Strand getrieben wurde.

Vom Schuppenkleide sind nur wenige lose Schuppen erhalten. Die rechte Brustflosse ist zusammengeklappt und am Ende verbogen, die linke weit ausgespannt. Die Schwanzflosse ist nur zum Teil erhalten; die auf der Platte liegende große Partie scheint nur dem unteren Caudallobus zu entsprechen, während der obere Lappen zum Teil verquetscht auf der Platte liegt, zum Teil verloren gegangen ist. Von der rechten Brustflosse sind sieben Basalia und ein Strahl losgerissen und gegen die Mittellinie des Rückens verschoben; die beiden Brustflossen sind nach links verrückt; die Rückenflosse ist zusammengelegt; gegenüber von der Dorsalis sind einige verquetschte Flossenstrahlen zu sehen, welche vielleicht der Analis angehören. Infolge des Mangels der Schuppenbedeckung ist die Wirbelsäule bloßgelegt. Der Kopf ist sehr stark verdrückt und nur das aus dem Zusammenhange gerissene rechtseitige Operculum im Abdrucke vollständig erhalten.

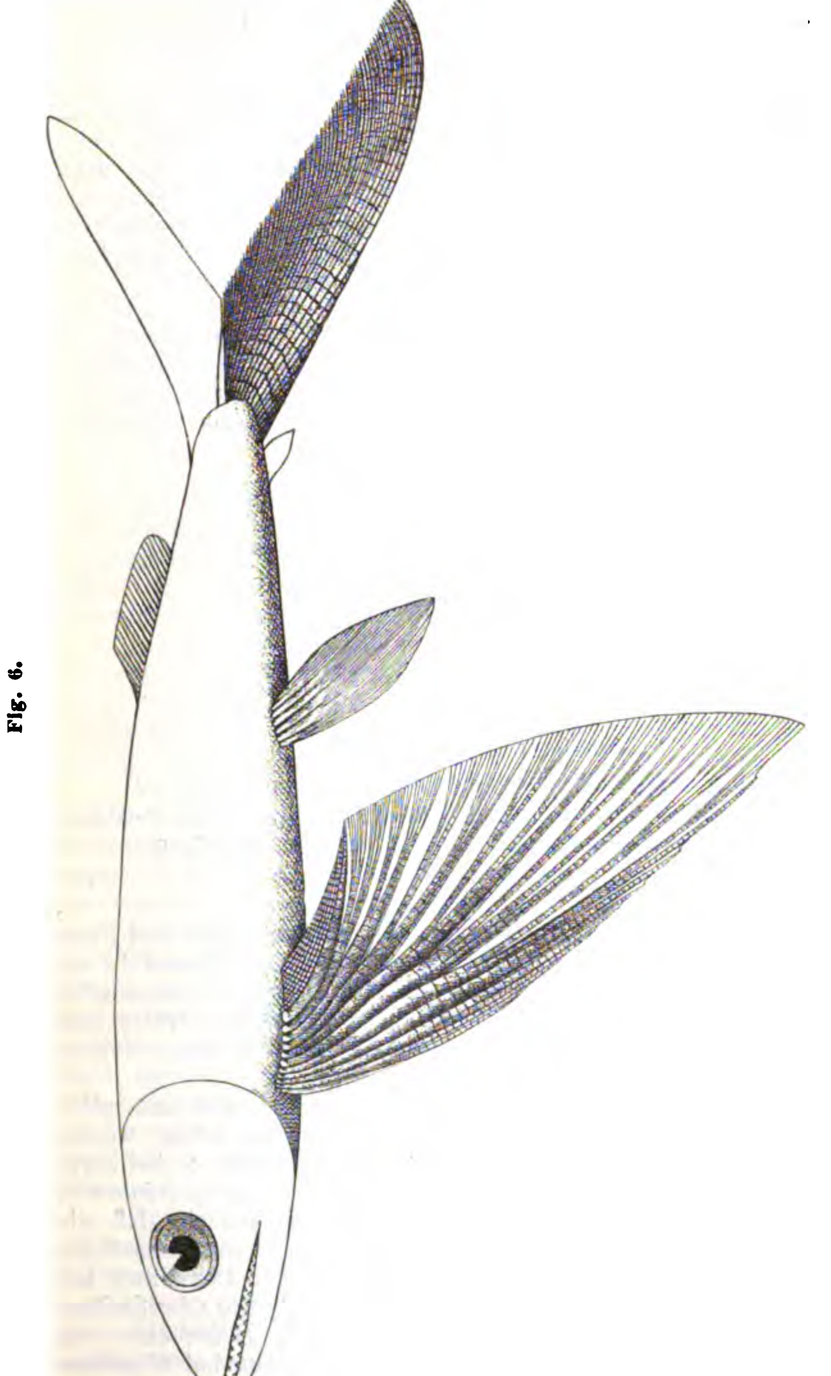
2. Körpergröße.

Die Länge des Fischrestes beträgt 176 *mm*; da aber der Körper etwas gekrümmt ist, so erhalten wir bei genauerem Messen der einzelnen Abschnitte eine Gesamtlänge von 185·5 *mm*, wovon 40 *mm* auf den Schädel und 56 *mm* auf den Schwanz entfallen. Der Rumpf ist nur 89·5 *mm* lang, also kürzer als Kopf und Schwanzflosse zusammengenommen. Der Schädel erscheint fast ebenso breit als lang, doch spielt die Verdrückung eine große Rolle. Die Brustflosse ist nur wenig kürzer als der Rumpf; ihre Länge beträgt 77—80 *mm*.

3. Beschuppung.

Der Rumpf ist vollständig vom Schuppenkleide entblößt. Es liegt somit die Vermutung nahe, daß dieser Fisch nach Art der Gattung *Macrosemius* zum Teil oder ganz schuppenlos wie *Phanerosteon* war.

Fig. 6.



Gigantopterus Telleri Abel.

Obere Trias (Reingrabener Schiefer) von Lunz (Niederösterreich).

Rekonstruktion in natürlicher Größe.

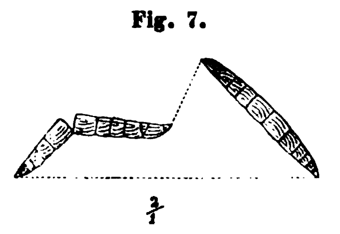
Die Umrisse der Dorsalis, Analis und des oberen Schwanzlappens sind hypothetisch.

Bei genauer Betrachtung kann man jedoch in der Caudalregion mehrere braune, glänzende, rhombische Schuppen erkennen und eine seitwärts vom Körper liegende Schuppe veranlaßt zu der Erwägung, ob das Fehlen der Schuppen nicht eine bloße Folge des Verwesungsprozesses ist.

Die Körpergrenzen sind trotz des Fehlens der Schuppen zu verfolgen, weil sich der Körper vom dunkelgrauen Gestein durch schwärzere Farbe abhebt. Bei stärkerer Vergrößerung sieht man, daß diese schwarze Färbung auf ein dünnes schwarzes Häutchen zurückzuführen ist, welches aus runden, sehr kleinen, dicht aneinanderstoßenden Scheibchen besteht. Wir haben in diesem schwarz gefärbten Häutchen offenbar einen Rest der Hautbedeckung zu erblicken.

Am Caudalende des Körpers liegen, vom Körper losgelöst, mehrere flache, unregelmäßig viereckige oder dreieckige, aneinanderstoßende Plättchen, welche auf der Innenseite matt und glatt, auf der Außenseite dagegen glänzend und von hieroglyphenartigen, erhöhten Streifen und Punkten bedeckt sind. (Taf. III, Fig. 2.) — Die Größe dieser einzelner Plättchen ist außerordentlich verschieden.

Fig. 7.



2/1

Gigantopterus Telleri Abel.

Obere Trias von Lunz.

Eine der vorletzten Schuppenreihen; links in der auf der Gesteinsplatte sichtbaren Lagerung, rechts rekonstruiert. — Vgl. Taf. II und III, Fig. 2.

Zweimal vergrößert.

Die Skizze Fig. 7 veranschaulicht die relative Größe und Form besser als eine ausführliche Beschreibung; sehr bezeichnend ist es, daß jede der beiden unter einem stumpfen Winkel zusammenstoßenden Plättchenreihen mit einem sehr kleinen, stumpf zulaufenden dreieckigen Plättchen endigt, und auffallend ist ferner die keilartig eingeschobene kleine dreieckige Platte (Fig. 7).

Die unregelmäßige Form dieser Plättchen lies mich anfänglich im Zweifel, ob dieselben als Schuppen zu deuten seien, worauf namentlich die skulpturierte glänzende Oberfläche hinwies; bei sorgfältiger Untersuchung der Caudalregion von *Thoracopterus Niederristi* (Original des *Pterygopterus apus Kner*) zeigte sich jedoch, daß die letzten Schuppengürtel vor der Schwanzflosse aus sehr unregelmäßigen Schuppen bestehen, welche in der Ventral- und der Dorsallinie mit je einer dreieckigen Schuppe abschließen und auch in der Oberflächenskulptur mit den Plättchenreihen bei *Gigantopterus Telleri* eine sehr große Ähnlichkeit zeigen. Die Lage der Plättchenreihen bei *Gigantopterus* spricht dafür, daß diese Deutung richtig ist und wir müssen daher

die besprochenen Plättchen als einen der letzten Schuppengürtel der linken Körperhälfte ansehen (Fig. 7).

Da keine Spur von Schienen erhalten geblieben ist, welche doch infolge ihrer Größe und Stärke eher erhalten geblieben wären als die kleineren Schuppen der Caudalregion, so ist es wahrscheinlich, daß *Gigantopterus Telleri* sein Schuppenkleid bis auf wenige Reste in der Caudalregion reduziert hatte. Beispiele nackter Ganoiden sind bekannt (*Phanerosteon mirabile Traquair*); ich wage aber vorläufig nicht zu entscheiden, ob das Fehlen der Beschuppung bei *Gigantopterus* auf eine weitgehende Reduktion oder auf vorgeschrittene Verwesung vor der Einbettung in das Gestein zurückzuführen ist. Merkwürdig wäre es allerdings, wenn bei der relativ guten Erhaltung der Pectoralen die Schuppen der Rumpfregion spurlos verschwunden sein sollten, wenn solche vorhanden waren.

4. Flossen.

a) Pectoralis.

Auf der Hauptplatte sind infolge der Rückenlage des Fisches die Brustflossen von der Innenseite sichtbar. Die linke ist unvollständig erhalten und ruht in weit ausgespannter Lage auf dem Gesteine; die rechte ist in ihrer ganzen Länge erhalten, aber dicht zusammengefaltet; ihre Länge beträgt (nach den Krümmungen gemessen) 77—80 *mm*.

Die Brustflossen haben dieselbe relative Länge wie bei *Thoracopterus*; sie sind ungefähr ebenso lang als der Rumpf (vom Clavicularrande bis zum Anfange der Caudalis gerechnet). Sie sind jedoch entsprechend der bedeutenderen Größe von *Gigantopterus* viel kräftiger gebaut.

Auch im feineren Baue stimmt die Brustflosse von *Gigantopterus Telleri* mit jener des *Thoracopterus Niederristi* überein. Eine Verschiedenheit besteht nur im Baue des hinteren sensenförmigen Nebensegels. Während sich dieses bei *Thoracopterus Niederristi* aus Plättchen zusammensetzt, die im proximalen Abschnitte des Segels rund sind und allmählich gegen die distale Spitze des Segels in ovale und schließlich in langgestreckte Plättchen übergehen, vollzieht sich dieser Übergang bei *Gigantopterus Telleri* schon viel höher oben, so daß die unteren zwei Drittel des Segels aus langgestreckten Plättchen bestehen, die sich perlschnurartig aneinanderreihen. Auch scheint die Zahl dieser Plättchen bei *Gigantopterus* viel größer zu sein als bei *Thoracopterus*. Man sieht bei *Gigantopterus* noch deutlicher als bei *Thoracopterus*, daß diese Plättchen nichts anderes sind als eigentümlich modifizierte und einer bestimmten Lebensweise angepaßte Flossenstrahlen.

Auf eine Besprechung der Details des Flossenbaues einzugehen, ist wohl nicht nötig, da die Flosse vollkommen mit jener des *Thoracopterus Niederristi* übereinstimmt, abgesehen von der größeren Länge der hinteren Strahlen und der dadurch bedingten bedeutenderen Breite.

Wichtiger ist jedoch das bei *Thoracopterus* nicht beobachtete Vorhandensein der Basalia der rechtseitigen Brustflosse. Bei *Thoracopterus* sind ohne Zweifel solche Basalia gleichfalls vorhanden und

nur der Erhaltungszustand der vorliegenden Exemplare verhindert die Feststellung dieser Tatsache.

Bei *Gigantopterus Telleri* liegt am Ende des ersten Drittels der Rumpfregion ein einzelner großer, ungegliederter Flossenstrahl. Derselbe artikuliert mit einem Basalknochen von 3 *mm* Länge und 0·5 *mm* Durchmesser. Dieser ist seitlich zusammengedrückt, so daß er einen flachovalen Querschnitt besitzt. Hinter diesem Basalknochen folgen noch sechs weitere; der längste unter ihnen ist der vierte der ganzen Reihe, und zwar beträgt seine Länge 5 *mm*, während seine Breite gleichfalls 0·5 *mm* beträgt. Die letzten drei nehmen rasch an Länge ab, der letzte, siebente, ist nur 2·2 *mm* lang. Ihre Form ist unregelmäßig; sie sind am distalen Ende verstärkt, am proximalen jedoch stark verjüngt.

Diese sieben Basalia entsprechen offenbar den letzten sieben Pectoralstrahlen; der noch mit dem vordersten Basale artikulierende Pectoralstrahl wäre somit der fünfte von den elf Strahlen der Brustflosse.

Diese Verschiebung des fünften Flossenstrahles samt dem Basale und den folgenden sechs Basalien nach hinten hängt offenbar mit der Losreißung der vier ersten Pectoralstrahlen von der zusammengefalteten Flosse gegen vorn zusammen. Es beweist diese Zerreißung der Brustflosse eine sehr vorgeschrittene Verwesung der Fischleiche vor ihrer Umhüllung durch den feingeschichteten tonigen Schlamm.

Die Artikulation des vordersten der sichtbaren sieben Basalia mit dem fünften Flossenstrahle läßt den Schluß zu, daß auch die vorderen vier Brustflossenstrahlen an je einem Basale einlenkten, so daß die Gesamtzahl derselben elf betragen hätte.

Nun gibt aber A. Smith-Woodward (Catalogue of Fossil Fishes, III, pag. 446) als Charakter der Unterordnung *Isospondyli*, wozu auch die Familie der Pholidophoriden gehört, an, daß nicht mehr als 4—5 Basalia entwickelt sind.

Die nahezu vollständige Übereinstimmung der Pectoralen bei *Gigantopterus* und *Thoracopterus*, die Beschaffenheit der Schädelknochen usw. legt den Schluß nahe, daß *Thoracopterus* und *Gigantopterus* miteinander eng verwandt sind. Es müßte aber in diesem Falle die Angabe berichtigt werden, daß bei den *Isospondyli* nur vier oder fünf Basalia auftreten. Eine Erklärung für die größere Zahl der Basalia bei *Gigantopterus*, welche mit der Zahl der Strahlen übereinstimmt, ist nicht schwer zu finden.

Die Umwandlung der ursprünglich als Ruderorgane funktionierenden Flossen zu Fallschirmen, wie sie die Brustflossen der Flugfische darstellen, mußte nicht nur eine besondere Verstärkung der Strahlen, eine geänderte Befestigungsart der Strahlen untereinander und eine kräftigere Entwicklung der Brustflossenmuskeln zur Folge haben, sondern es mußte auch die Gelenkverbindung zwischen den Basalia und den Strahlen verstärkt werden. Infolgedessen entwickelten sich statt der breiten und wenigen Basalia zahlreichere schlanke Basalknochen, deren Zahl mit jener der Brustflossenstrahlen übereinstimmt. Es war auf diese Weise dem Tiere leicht möglich, der Fallschirmflosse während des Schwebens durch die Luft eine Wölbung zu verleihen, wie sie bei *Exocoetus* zu beobachten ist.

b) Ventralis.

Beide Ventralen sind samt ihren Trägern erhalten, sind aber stark zusammengedrückt und gegen die linke Körperseite hin verschoben. Einige Strahlen der Ventralis liegen lose in einiger Entfernung vom Körper auf der rechten Körperseite in der Nähe des von der rechten Pectoralis losgerissenen und nach hinten verschobenen Pectoralstrahles. Daß diese Strahlen nicht zur Pectoralis gehören, beweist ihre plumpere Form, die von den Strahlen der Pectoralis verschiedene Gabelung und Gliederung sowie die pinselartige Zerfaserung der Strahlenenden.

Die Träger der Ventralis sind flach, oberhalb des Flossengelenkes etwas eingeschnürt und im proximalen Abschnitte doppelt so breit als an der schmalsten Stelle über dem Gelenke. Ihre Länge beträgt ungefähr 7 *mm*, ihre Breite an der schmalsten Stelle 1 *mm*, an der breitesten 2 *mm*.

Die genaue Zahl der Ventralstrahlen kann nicht festgestellt werden, da beide Ventralen übereinanderliegen und die Strahlen aus ihrem Zusammenhange gerissen sind. Ein Strahl mißt 27 *mm* Länge und diese Zahl dürfte der Gesamtlänge der Ventralis entsprechen.

Die Gliederung der Strahlen ist schon in ihrem oberen breiten Abschnitte sehr deutlich zu beobachten, wo die Strahlenbreite ungefähr 1·5 *mm* beträgt; am distalen Ende läuft jeder Strahl infolge wiederholter Gabelung in eine größere Anzahl feiner Spitzen aus.

Die Form der Ventralis dürfte, nach den erhaltenen Resten zu schließen, jener des *Thoracopterus Niederristi* sehr ähnlich gewesen sein.

c) Dorsalis.

Von der Rückenflosse läßt sich infolge ihrer sehr mangelhaften Erhaltung wenig sagen. Die Träger und Strahlen liegen wirr durcheinander. Die Dorsalis war jedenfalls klein; über ihre Form läßt sich kein Urteil fällen.

d) Analis.

Von der Analis liegen keine sicher deutbaren Spuren vor.

e) Caudalis.

Der erhaltene Rest der Schwanzflosse gehört neben den Brustflossen zu den bezeichnendsten Merkmalen des *Gigantopterus Telleri*. Der ausgebreitete, wohlerhaltene Rest, welcher auch im Gegendrucke vorliegt (Taf. III, Fig. 2), repräsentiert jedoch nur einen Caudallobus, und zwar, wie aus der enormen Entwicklung der Strahlen geschlossen werden kann, den unteren größeren Lappen.

Auf der Hauptplatte sieht man deutlich die Gabelung der Caudalis in einen oberen und unteren Lappen, jedoch nur im Basalabschnitte der Strahlen. Verfolgt man die eine Gruppe der unter spitzem Winkel zusammenstoßenden Strahlenbasen, so sieht man, daß sich dieselben bald zu einem wirren Knäuel verdichten. Kein einziger Strahl dieses Strahlenknäuels erreicht die Stärke eines der Hauptstrahlen des ausgespannten Abschnittes der Caudalis. Man wird somit

zu der Auffassung gedrängt, daß die Caudalis von *Gigantopterus* einen höheren Spezialisationsgrad der bereits hypobatischen Caudalis von *Thoracopterus* darstellt und daß der zusammengedrückte Teil der Flosse dem weicheren, kleineren oberen Caudallappen, der wohlerhaltene dagegen dem weit kräftigeren unteren Lappen der Schwanzflosse entspricht.

Der untere Caudallappen besteht aus etwa elf Hauptstrahlen, die sich bereits in kurzer Entfernung von ihrer Basis gliedern und wiederholt gabeln. Die untersten Strahlen bleiben bis an ihr Ende kräftig und endigen, ohne sich zu zerfasern, in einer ziemlich stumpfen Spitze; die weiteren Strahlen gabeln sich reicher, werden länger, aber schwächer und lösen sich in ihrem distalen Abschnitte — meist der hinteren Hälfte der Strahlenlänge entsprechend — in zahlreiche feine Fasern auf, ganz ebenso, wie wir dies an der Caudalis von *Thoracopterus Niederristi* beobachten können.

Die Strahlen sind sämtlich reich gegliedert. Die Grenze zwischen je zwei Strahlengliedern verläuft jedoch nicht senkrecht zur Strahlenachse, sondern schräg zu derselben und steht ungefähr senkrecht zur Körperachse, wenn der untere Caudallobus in normaler Lage gedacht ist. Sie schneiden also die Strahlenachse schräg von vorn oben nach hinten unten. Die Länge jedes Gliedes verhält sich zu seiner Breite im Durchschnitte wie 3:2 (1·5:1·0 *mm* bei den Gliedern der größeren Strahlen), doch verschiebt sich dieses Verhältnis im distalen Strahlenabschnitte zugunsten der Länge der Glieder, mit anderen Worten, die einzelnen Glieder werden gegen das Strahlenende schmäler, bleiben aber ziemlich gleich lang wie im proximalen Abschnitte.

Nur die untersten, kräftigen, ungegabelten Caudalstrahlen sind skulpturiert, und zwar besteht die Oberflächenzeichnung aus perlschnurartig dicht aneinandergereihten, zur Strahlenachse parallelen, stark glänzenden Höckern von Ganoin. Die höheren Strahlen des unteren Caudallappens besitzen keine Oberflächenskulptur.

Die relativ enorme Größe und Stärke der Caudalis, namentlich des unteren Lappens, beweist, daß *Gigantopterus Telleri* seinen Schwanz als höchst wirksamen Propeller benutzte. Da gerade die Schwanzflosse das Hauptorgan für den „Flug" der Fische darstellt, so dürfen wir wohl aus der Entwicklung dieser Flosse bei dem Lunzer Fische auf eine hohe Eignung zu jener Lebensweise schließen, welche die Exocoeten der Gegenwart führen.

5. Wirbelsäule.

Infolge des Fehlens der Schuppen ist die Wirbelsäule in ihrer ganzen Ausdehnung entblößt. Die Einbettung des Skeletts in einen schieferigen Ton in Verbindung mit der außerordentlichen Brüchigkeit der Knochen verhinderte eine Präparation, wie sie sich bei den Raibler Fischen leicht durchführen ließ.

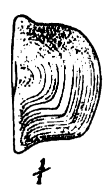
Infolgedessen können wir uns leider über den Bau der Wirbelsäule von *Gigantopterus* nicht eingehender unterrichten. Man kann nur feststellen, daß die Wirbelzentren nicht verknöchert sind und daß dies dagegen bei den oberen und unteren Bögen der Fall ist.

6. Kopfskelett.

Wie bei *Thoracopterus Niederristi* verhindert auch bei dem vorliegenden Fischreste die weitgehende Verdrückung und Zertrümmerung der Schädelknochen, ein genaueres Bild über die Morphologie des Schädelskeletts zu gewinnen. Das rechte Operculum ist auf der Haupt- und Gegenplatte als Abdruck erhalten; der Knochen selbst ging bei der Spaltung der Gesteinsplatte verloren.

Das Operculum (Fig. 8) ist 17 *mm* lang und 11 *mm* breit, besitzt also eine wesentlich breitere Form als bei *Thoracopterus*. Der Ober- und Hinterrand bildet einen gleichmäßig geschwungenen Bogen, der Unterrand ist schwach ausgebuchtet und vorn in eine stumpfe Spitze ausgezogen. In den Hauptumrissen ist also das Operculum bei *Gigantopterus* ebenso gebaut wie bei *Thoracopterus*. Auf der Außenseite war das Operculum an seinem Vorderrande und in der oberen Hälfte mit zahlreichen dichtstehenden Höckern verziert; außerdem verliefen auf seiner feingrubigen Oberfläche zahlreiche feine, zu den

Fig. 8.



Gigantopterus Telleri Abel.

Linkes Operculum von der Außenseite, Rekonstruiert nach dem Abdrucke des rechten Operculums auf der Hauptplatte (Taf. II).

Natürliche Größe.

Rändern parallele Streifen konzentrisch um das in der oberen Hälfte des Knochens an seinem Vorderrande liegende Gelenk.

Die übrigen Knochen des Opercularapperats liegen stark verdrückt übereinander und ihre Grenzen können nicht genau festgestellt werden.

Die Schnauze läuft spitz zu, wodurch sich *Gigantopterus* wesentlich von dem stumpfschnauzigen *Thoracopterus* unterscheidet. Alle Knochen der vorderen Schädelpartie sind mit glänzenden Ganoinknöpfchen bedeckt.

Der Unterkiefer enthält dichtstehende, stumpfkegelförmige, kleine Zähne, von welchen jedoch nur ungefähr zehn in der Mitte des Dentale zu beobachten sind. Auch der Unterkiefer ist auf der Außenseite mit glänzenden Ganoinkörnern besetzt.

7. Phylogenetische Stellung von *Gigantopterus*.

Von *Thoracopterus* unterscheidet sich *Gigantopterus*:

1. Durch längeren Schädel;
2. durch spitzere Schnauze;

3. durch stärkere Caudalis;
4. durch verschiedene Körperproportionen.

Mit *Thoracopterus* hat *Gigantopterus* folgende Merkmale gemeinsam:

1. Den Bau und die Größe der Pectoralis;
2. den Bau der Ventralstrahlen;
3. den Bau der Caudalstrahlen;
4. die hypobatische Caudalis;
5. die Form und Skulptur der Schuppen in der Caudalregion;
6. die Oberflächenbeschaffenheit der Schädelknochen, allgemeine Form des Operculums (bei *Gigantopterus* etwas breiter), die Bezahnung.

Die übrigen Charaktere wie die Zahl und Form der Pectoralbasalia, der Stützknochen der Bauchflosse etc. können bei einem Vergleiche mit *Thoracopterus* nicht in Betracht kommen. Andere Merkmale, wie die Beschaffenheit des sensenförmigen Nebensegels der Brustflosse, sind keine wesentlichen Unterschiede und reichen vielleicht hin, um Formen eines engbegrenzten Formenkreises zu unterscheiden.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist *Gigantopterus Telleri*, da diese Form in jeder Richtung höher spezialisiert ist als *Thoracopterus*, aus dieser Type hervorgegangen. *Gigantopterus Telleri* aus Lunz ist bisher der einzige Rest, welcher uns von höher spezialisierten Flugtypen aus der Trias überliefert worden ist, während von der Gattung *Thoracopterus* aus Raibl, Lunz und Giffoni bereits neun Individuen bekannt sind. Es kann dieses Verhältnis nicht auffallen, wenn wir uns die Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung vor Augen halten; *Gigantopterus Telleri* hat sogar vielleicht zu den häufigeren Fischtypen im Lunzer Meere gehört. Indessen mag darauf hingewiesen werden, daß die großen, hochspezialisierten Flugfische der heutigen Meere vereinzelt aufzutreten pflegen, während die kleineren *Exocoetus*-Arten stets in großen Schwärmen erscheinen. Ein Schluß auf die vereinzelte Lebensweise von *Gigantopterus Telleri* darf allerdings aus dieser Tatsache noch nicht gezogen werden.

II. Ein Flugfisch aus der deutschen Trias.

Dollopterus volitans Compter.

Dollopterus n. g. für *Dolichopterus Compter nom. praeocc.*

(*Dolichopterus* Hall 1859, Crustacee: *Dolichopterus* Edwards 1863, Vogel; *Dolichopterus* Aymard 1856, Vogel; *Dolichopterus* Murray, Coleoptere).

(G. Compter: Ein Beitrag zur Paläontologie des oberen Muschelkalkes. Zeitschrift für Naturwissenschaften, 64. Bd. (5. Folge 2. Bd.), Leipzig 1891, pag. 41—61, Taf. I/II.)

I. Morphologie von Dollopterus volitans Cptr.

Das einzige Exemplar ist nur fragmentarisch erhalten; der größte Teil des Kopfes und der Schwanzflosse fehlt. Der Rest erreicht eine Länge von 14 *cm*; da wir für den fehlenden Abschnitt des Kopfes

Der Kernpunkt der Darstellung von Moebius liegt darin, daß nach seinen Beobachtungen die Fische während des Fluges niemals aktive Flatterbewegungen nach Art der Vögel, Fledermäuse oder Insekten ausführen und daß die von einigen Beobachtern angegebenen „Flügelschläge" als passive Vibrationen infolge des Abstreichens der Luft anzusehen sind.

Beobachter, welche von Flügelschlägen bei fliegenden Fischen sprechen, sind außerordentlich zahlreich. In der Angabe, daß Vibrationen der Brustflossen auftreten, stimmen fast alle aufmerksamen Forscher überein; eine Differenz liegt nur in der Beantwortung der Frage, ob diese Flugbewegungen aktiv erfolgen, somit als wirkliche Flugbewegungen anzusehen sind, oder ob diese Vibrationen passiv erfolgen. Über Bewegungen bei den Flugfischen berichten A. v. Humboldt[1]), Valenciennes[2]), U. de Tessan[3]), v. Wüllerstorf-Urbair[4]), E. v. Martens[5]), S. Kneeland[6]), J. B. Pettigrew[7]), Fr. P. Pascoe[8]), R. E. Taylor[9]), E. H. L. Krause[10]), A. Seitz[11]), F. Dahl[12]), R. du Bois-Reymond[13]) und F. Ahlborn[14]).

Weitaus die meisten Beobachter sprechen von sehr raschen Vibrationen der Flossen, während die Angaben von langsamen, ruhigen Flügelschlägen vereinzelt sind. Moebius hat trotz sorgfältiger Beobachtung niemals langsames Flattern beobachtet, wie dies A. v. Humboldt gesehen haben will; aber U. de Tessan, E. H. L. Krause und A. Seitz sprechen ausdrücklich von langsamen „Flügelschlägen", die nach Seitz „infolge des Einwirkens verschiedener optischer

---

[1]) A. v. Humboldt. Reise in die Äquinoctialgegenden des neuen Continents. I. Stuttgart 1815, pag. 307.

[2]) Cuvier et Valenciennes. Histoire naturelle des poissons. XIX, 1846, pag. 68.

[3]) U. de Tessan. Voyage autour du Monde sur la „Vénus" par du Petit Thouars. X. Paris 1844, pag. 149.

[4]) v. Wüllerstorf-Urbair. Reise der österreichischen Fregatte „Novara" um die Erde in den Jahren 1857—1859. I. 1861, pag. 109.

[5]) E v. Martens. Die preußische Expedition nach Ostasien. Zool. Teil. I. Berlin 1876, pag. 28.

[6]) S. Kneeland. Proceedings of the Boston Society of Natural History. XIV. 1870—1871, Boston 1872, pag. 138.

[7]) J. B. Pettigrew. On the Mechanical Appliances by which Flight is attained in the Animal Kingdom. Transact. of the Linneau Soc., London, XXVI, 1868, pag. 197. — Die Ortsbewegungen der Tiere. Leipzig 1875, pag. 78.

[8]) Fr. P. Pascoe. The Flying Fish. Nature. London, XXIII, feb. 3. 1881, pag. 312.

[9]) R. E. Taylor. Flying Fish. Ibidem, pag. 388.

[10]) E. H. L. Krause. Reiseerinnerungen. 3. Fliegende Fische (*Exocoetus sp.*) und Fischzüge. Abhandl. d. naturwiss. Ver. Bremen, X, 1888, pag. 42.

[11]) A. Seitz. Das Fliegen der Fische. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Syst., V. Jena 1891, pag. 361.

[12]) F. Dahl. Die Bewegung der fliegenden Fische durch die Luft. Ibidem, pag. 679.

[13]) R. du Bois-Reymond. Über die Bewegung der fliegenden Fische. Ibidem, pag. 923.

[14]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Gratulationsprogramm des Realgymnasiums des Johanneums für K. Moebius. Hamburg 1895, 4°, 57 S., 1 Taf. — Der Flug der Fische. Zool. Jahrbücher, Abt. für Syst., IX. Jena 1897, pag. 329.

Dritter Abschnitt.

Biologischer Teil.

1. „Fliegen“ die Flugfische?

Die fliegenden Fische, namentlich die Arten der Gattung *Exocoetus*, sind in den tropischen Meeren so häufig und so weit verbreitet, daß über ihre Bewegungen durch die Luft eine sehr große Anzahl von Beobachtungen vorliegt. K. Moebius[1]) unterzog sich im Jahre 1878 in einer vorzüglichen Abhandlung über die Bewegung der fliegenden Fische durch die Luft der Aufgabe, die älteren Angaben über die Art des Fischfluges zusammenzustellen und kritisch zu beleuchten.

Nach Moebius machen die Flugfische keine Flug- oder Flatterbewegungen, mit anderen Worten, eine lokomotorische Bewegung der Brustflossen findet beim Durchmessen des Weges in der Luft nicht statt. Indessen können an den ausgebreiteten Flossen sehr schnelle Vibrationen auftreten, welche Moebius durch das Abstreichen der Luft unter den Brustflossen erklärt; er vergleicht dieselben mit einem hart am Winde hängenden Segel, welches zu „schlackern“ oder zu vibrieren beginnt, wenn es der Wind parallel zur Segelfläche bestreicht (pag. 370), und es kommt also die schnelle Vibration nach Moebius dadurch zustande, daß die Elastizität der ausgespannten Flossenplatte und der Luftdruck einander wechselnd entgegenwirken.

Moebius gelangt auf Grund seiner eigenen Beobachtungen und der Angaben früherer Autoren zu folgenden Ergebnissen[2]):

Die Exocoeten schießen mit großer Geschwindigkeit ohne Rücksicht auf die Richtung des Windes und den Lauf der Wellen aus dem Wasser. Sie machen mit ihren Brust- und Bauchflossen während des Fluges keine regelmäßigen Flatterbewegungen, sondern spannen sie ruhig aus, aber an den ausgebreiteten Brustflossen können sehr schnelle Vibrationen auftreten. Der Hinterkörper hängt während des Fluges stets tiefer als der Vorderkörper.

Gegen den Wind fliegen die Fische gewöhnlich weiter als mit dem Winde oder wenn Flugbahn und Windrichtung sich kreuzen. Eine Abweichung von der einmal eingeschlagenen Flugbahn findet in der Luft nur dann statt, wenn der Wind den Fisch seitlich trifft; dann wird derselbe in die Windrichtung abgelenkt, sonst aber sind keine Anzeichen einer aktiven Steuerung während des Schwebens wahrzunehmen. Wenn dagegen die Schwanzflosse beim Durchschneiden der Wellenkämme in das Wasser eintaucht, so wird die Flugbahn häufig bogenförmig in der Horizontalebene von der ursprünglichen Richtung abgelenkt, der Fisch schlägt einen „Haken“. Die höchste Erhebung über die Meeresoberfläche beträgt 5 *m*.

[1]) K. Moebius. Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft. Zeitschr. f. wiss. Zool., XXX, Suppl., 1878, pag. 342.

[2]) K. Moebius, l. c. pag. 350.

Diese Gründe gegen die Flugfischnatur von *Chirothrix libanicus* gelten ganz ebenso für *Chirothrix Lewisii* und *Chirothrix guestfalicus.* Bei der letzten Art erreicht die Rückenflosse nahezu die Länge der Ventralis und der ganze Bau des Fisches weicht vom Typus eines Flugfisches beträchtlich ab.

Zu den *Chirothricidae* stellt A. Smith-Woodward[1]) auch den kleinen *Exocoetoides minor Davis*, welchen Davis[2]) für einen Scombresociden hielt. Dieser kleine Fisch besitzt Pectoralen, welche die Ventralen an Länge bedeutend übertreffen; es sind jedoch außer der Größe der paarigen Flossen keine Merkmale vorhanden, welche mit Entschiedenheit auf die Flugfischnatur dieser Typen weisen würden. Es gibt unter benthonisch lebenden Fischen der heutigen Meere zahlreiche Formen, so zum Beispiel unter den Scorpaeniden, welche ähnlich geformte und vergrößerte Flossen besitzen, ohne sich jemals nach Art der Fallschirmfische über die Meeresoberfläche zu erheben. Ich möchte daher auch *Exocoetoides* nicht als Flugfisch, sondern eher als eine nach Art der Scorpaeniden, Pegasiden, Cottiden etc. lebende benthonische Type betrachten, um so mehr, als eine große Anzahl typisch benthonischer Formen in den Kreidebildungen von Hakel und Sahel Alma im Libanon nachgewiesen worden ist.

Der *Exocoetoides*-Typus findet sich bei der von Davis[3]) als *Engraulis* (?) *tenuis* beschriebenen Form wieder, welche A. Smith-Woodward[4]) zur Gattung *Telepholis* stellt und gleichfalls in die Familie der Chirothriciden einreiht. Auch diese Form dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach benthonisch gelebt haben, aber kein Flugfisch gewesen sein, und das gleiche gilt für den kleinen *Engraulis evolans*[5]) aus dem Eocän des Monte Bolca.

---

[1]) A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum. Part. IV, 1901, pag. 286.

[2]) J. W. Davis. The Fossil Fishes of the Chalk of Mount Lebanon, in Syria, l. c. pag. 551, pl. XXVI, Fig. 1 und 5.

[3]) J. W. Davis. Ibidem, pag. 583, pl. XXX, Fig. 4, 5.

[4]) A. Smith-Woodward, l. c. Part. IV, 1901, pag. 285.

[5]) S. Volta. Ittiolitologia Veronese etc. Verona 1796, tav. XXII, fig. 2 (*Exocoetus evolans Volta*), tav. XXXIX, fig. 2 (*Silurus catus Volta*), tav. XXXIX, fig. 5 (*Exocoetus exiliens Volta*).

L. Agassiz. Poissons fossiles. T. V, Atlas, Vol. V, part. II (1844), Tab. XXXVII *b*, fig. 1, 2. (*Engraulis evolans Ag.*)

A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes, IV, 1901, pag 133.

Gegenstück findet. Auch bei dieser Form ist die Ventralis vorgrößert, von ähnlicher Gestalt wie bei *Chirothrix*, die Rückenflosse stark entwickelt und die Caudalis tief gelappt. *Gastrochisma* ist kein Flugfisch; er lebt pelagisch und ist durch die Eigentümlichkeit ausgezeichnet, seine großen Flossen in einer medianen Bauchfalte verbergen zu können.

Ein Merkmal, das bei *Chirothrix* vorhanden ist, aber allen lebenden Flugfischen und auch den Flugfischtypen der Trias fehlt, ist die fadenförmige Verlängerung des fünften Brustflossenstrahles. Diese Strahlenverlängerung in der Weise, wie wir sie bei *Chirothrix* antreffen, findet sich nur bei pelagoabyssischen Typen oder Formen, welche ein ruhiges, stilles Wasser bewohnen [1]), und diese Strahlen dienen entweder als Tastorgane oder Ruderorgane; vielleicht sind sie in einigen Fällen von sexueller Bedeutung (*Cryodraco? Bathypterois?*) [2]).

Diese Charaktere von *Chirothrix libanicus* sind wohl für die Beurteilung der Lebensweise dieses Kreidefisches entscheidend. Für einen Flugfisch können wir ihn nicht halten, da die Form der Pectoralis mit ihrem fadenförmig verlängerten fünften Strahl beim Fluge ein sehr wesentliches Hindernis bilden würde.

Mit dem vom Brustflossenfallschirm losgelösten vorderen Strahlenbündel bei *Dactylopterus* kann die Pectoralis von *Cheirothrix* nicht wohl verglichen werden, da dieses Strahlenbündel keine abnorm verlängerten Einzelstrahlen enthält, sondern eher an Erscheinungen an den Flossen der Cottiden etc. erinnert.

Wir müssen vielmehr annehmen, daß *Chirothrix* eine Lebensweise wie die lebenden Gattungen *Gastrochisma* und *Nomeus* führte. Ob bei diesen Formen die Ventralen als Schreckapparate ausgespannt werden, wie dies Landois für *Chirothrix* vermutete, ist bisher noch nicht festgestellt [3]). Jedenfalls dienen die Ventralen von *Gastrochisma* nicht als Lokomotions- oder Steuerapparate, da sonst die ventrale Hautfalte unerklärlich bliebe; dieselbe hat offenbar den Zweck, bei rascherem Schwimmen die Ventralen möglichst dicht an den Körper anschmiegen zu können, denn sehr große Flossen wie die von *Gastrochisma* sind der raschen Fortbewegung hinderlich. Darum legen auch die Exocoeten beim Schwimmen ihre großen Brustflossen dicht an den Körper.

---

[1]) A. Günther. An Introduction to the Study of Fishes. Edinburgh 1880, pag. 303.

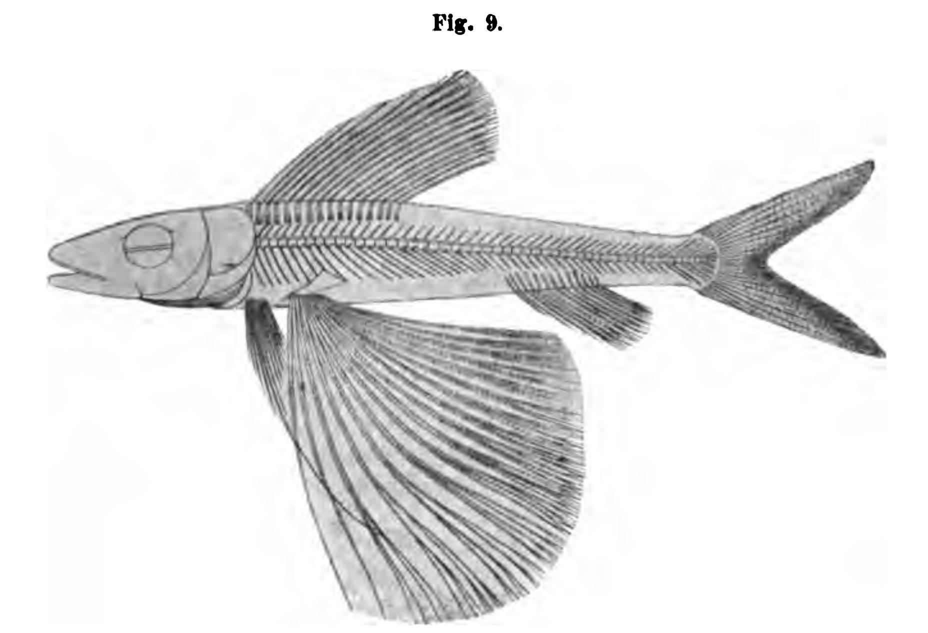
[2]) L. Dollo. Poissons. Expédition antarctique Belge. Anvers 1904, pag. 228.

[3]) „Die Fische aus der Verwandtschaft der Makrelen haben besondere futteralartige Vertiefungen zur Aufnahme der paarigen und der Rückenflossen; bei ihnen scheinen diese Nebenorgane der Ortsbewegung nur noch ausnahmsweise zur Aufrechterhaltung des Gleichgewichtes während der Ruhe an einem Orte verwendet zu werden. Ich habe im Aquarium des zoologischen Gartens zu Hamburg ein solches Tier lange Zeit beobachtet, ohne auch nur ein einzigesmal zu sehen, daß es seine Flossen entfaltet hätte. Die Schwanzflosse allein leistete die ganze lokomotorische Arbeit des Antriebes und der Steuerung auch bei langsamem Gange der Bewegung." (F. Ahlborn. Über die Bedeutung der Heterocerkie und ähnlicher unsymmetrischer Schwanzformen schwimmender Wirbeltiere für die Ortsbewegung. Zeitschr. f. wiss. Zool., LXI, Leipzig 1895, pag. 7.)

Die Brustflosse von *Chirothrix libanicus* ist bedeutend kleiner als die Ventralis und dadurch ausgezeichnet, daß der fünfte Strahl fadenförmig verlängert ist.

Die Dorsalis ist sehr hoch, und zwar verhält sich ihre Höhe zur Basis wie 3:2. Die vier vorderen Dorsalstrahlen sind ungeteilt, nehmen nach hinten an Länge zu und der fünfte, bereits dichotom gespaltene Strahl erreicht die größte Höhe. Die folgenden, rasch an Höhe abnehmenden Strahlen sind sämtlich an ihren Enden gegabelt.

Fig. 9.



Chirothrix libanicus Pict. et Hump.

Obere Kreide. Sahel Alma, Libanon.

(Rekonstruktion von A. S. Woodward: Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum. Vol. IV. 1901, pag. 281, Fig. 10).

(Etwas verkleinert.)

Einen ähnlichen Bau wie die Dorsalis zeigt die niedere und kleinere Analis. Ihre Höhe verhält sich zur Höhe der Dorsalis wie 3:5.

Die Caudalis ist tief gelappt und der untere Lappen ein wenig größer als der obere.

Dieser Fisch stellt einen Typus dar, der unter den lebenden und fossilen Fischen nur bei der Scombridengattung [1]) *Gastrochisma* ein

[1]) Die früher zu den Nomeiden gestellte Gattung wird von Boulenger in die Familie der *Scombridae* eingereiht. (The Cambridge Natural History, Vol. VII, London 1904, pag. 678.)

nannte eine sehr ähnliche Form aus der oberen Kreide Westfalens *Megapus guestfalicus*, indem er zwar die Identität der Gattung beider Typen annahm, aber den Namen *Chirothrix* für eine unrichtige Namenbildung erklärte, weil nicht die Brustflosse, sondern die Bauchflosse vergrößert sei. Da diese Abänderung gegen die Prioritäsregeln verstößt, muß der von Pictet und Humbert gewählte Gattungsname auch für die westfälische Type beibehalten werden.

Neben *Chirothrix libanicus* treten jedoch in der oberen Kreide des Libanons noch andere großflossige Typen auf, welche zum Teil schon von Pictet beschrieben wurden, wie *Petalopteryx syriacus Pict.* [1]), zum Teil in der großen Monographie der Libanonfische von J. W. Davis [2]) eine eingehende Darstellung fanden. Zu den letzteren gehört *Chirothrix Lewisii Dav.*, *Exocoetoides minor Dav.* und *Engraulis tenuis Dav.*

Während Davis sich jeder Vermutung über die Lebensweise dieser großflossigen Fische enthielt, trat H. Landois [3]) gelegentlich der Besprechung eines neuen Exemplars von *Chirothrix guestfalicus Schlüt.* dieser Frage näher und meinte, daß man bei diesen Megistopoden oder „Riesenbauchflossern" an eine Flugbewegnng nach Art der fliegenden Fische denken könnte, obwohl die Flossen von *Chirothrix guestfalicus* — nach Landois eine neue Gattung *Megistopus* repräsentierend — relativ kürzer seien als bei lebenden Flugfischen. Nur bei *Chirothrix libanicus* erreicht die Ventralis Körperlänge. Landois sagt aber am Schlusse seiner Mitteilung [4]): „Vielleicht zogen aber auch diese verhältnismäßig kleinen Fische — an Größe und Gewicht einer Kieler Sprotte gleich — einen Vorteil aus ihren Riesenflossen dadurch, daß sie beim Ausspannen derselben im Wasser, um mit Darwin zu reden, sich ein schreckhaftes Ansehen gaben, das sie gegen den Angriff ihrer Feinde schützte."

Ohne Zweifel ist unter allen großflossigen Kreidefischen *Chirothrix libanicus Pict. et Humb.* die auffallendste und am vollständigsten bekannte Form. Wir wollen uns also in erster Linie mit dieser Type näher beschäftigen.

A. Smith-Woodward [5]) gibt in seinem Katalog der Fische des Britischen Museums eine rekonstruierte Abbildung dieser Art (Fig. 9). Nach dieser Zeichnung erscheint die Ventralis von ähnlicher Form wie bei *Dactylopterus*; sie besteht aus 17 reich gegliederten Strahlen. Die beiden vordersten Strahlen sind ungegabelt, der dritte zweimal gegabelt, endigt also mit vier Spitzen; der vierte endet mit fünf Spitzen, jeder folgende, dreimal gegabelte, läuft dagegen in acht Enden aus. Die Flosse ist sehr breit und besitzt ein abgerundetes Ende.

---

[1]) F. J. Pictet. Description de quelques Poissons fossiles du Mont Liban. Genève 1850, pag. 22, pl. III, fig. 1.

[2]) J. W. Davis. The Fossil Fishes of the Chalk of Mount Lebanon, in Syria. Transact. R. Dublin Soc., Vol. III, Ser. II, Dublin 1887.

[3]) H. Landois. Die Familie *Megistopodes*, Riesenbauchflosser. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1894, II. Bd., pag. 228—235, Taf. V.

[4]) H. Landois, l. c. pag. 235.

[5]) A. Smith-Woodward. Catalogue of the Fossil Fishes in the British Museum, Part. IV, London 1901, pag. 281, fig. 10.

Die Gestalt der kräftigen Bauchflossen ist dreieckig; sie sind an jener Stelle des Körpers eingelenkt, an welcher er den größten Durchmesser erreicht. Compter zählt 10 Strahlen; der erste ist mit kräftigen Fulcren besetzt und ist fast 3 *cm* lang, während die letzten Strahlen nur mehr 1·4 *cm* messen. Die Bauchflossenstrahlen sind mehrfach geteilt und gegliedert.

Die Rückenflosse ist dreieckig, die Spitze abgerundet; die gegenständige Afterflosse ist bedeutend länger. Die Höhe beider Flossen dürfte nach der Beschreibung Compters (l. c. pag. 42) nahezu gleich gewesen sein, so daß die rekonstruierte Figur 2*c* der Compterschen Tafel kein richtiges Bild darbietet, zum mindesten mit seiner Beschreibung nicht übereinstimmt. Der erste Strahl der Dorsalis ist mit kräftigen Fulcren besetzt (l. c. Fig. 1).

Leider ist die Caudalis bis auf ein ganz unbedeutendes Fragment des unteren Lappens verloren gegangen. Der Fulcrenbesatz vor dem oberen Lappen ist auf der Abbildung Compters (l. c. Fig. 1) ersichtlich.

Ich erlaube mir, für diesen merkwürdigen Semionotiden zu Ehren Prof. L. Dollos den Namen *Dollopterus* vorzuschlagen.

II. Systematische Stellung von Dollopterus volitans Cptr.

Dollopterus wird von Compter (l. c. pag. 47) mit Rücksicht auf seine Körperform, Fulcrenbesatz, Form der Schuppen und Flossenstellung in die Nähe von *Semionotus* und *Lepidotus* gestellt, ist also in die Familie der *Semionotidae* einzureihen.

Compter nannte zwar die Art *volitans* und wollte damit offenbar die Lebensweise dieses Fisches andeuten; er vermeidet jedoch nähere Auseinandersetzungen über diesen Punkt. Ohne Zweifel hat Compter an die lebenden Flugfische gedacht, hat aber keine weiteren Vergleiche mit *Exocoetus* durchgeführt.

III. Geologische und geographische Verbreitung von Dollopterus volitans Cptr.

Bisher nur ein Exemplar aus dem oberen Muschelkalke (entweder aus dem Trochitenkalke oder den *Nodosus*-Schichten) von Isserstedt bei Jena bekannt.

III. Grossflossige Fische aus der oberen Kreide.

Im Jahre 1866 beschrieben Pictet und Humbert[1]) einen eigentümlich gebauten großflossigen Fisch aus dem Oberturon von Sahel Alma im Libanon unter dem Namen *Cheirothrix libanicus*, hielten aber die enorm entwickelte Ventralis für die Brustflosse. C. Schlüter[2])

---

[1]) F. J. Pictet et A. Humbert. Nouvelles Recherches sur les Poissons fossiles du Mont Liban. Genève 1866, pag. 52, pl. V, fig. 1*a*—1*b*.

[2]) C. Schlüter in W. von der Marck und C. Schlüter. Neue Fische und Krebse aus der Kreide von Westphalen. Palaeontographica, XV, 1868, pag. 274, Taf. XLIII, Fig. 5.

etwa 2 *cm* Länge annehmen dürfen, würde die Körperlänge (die Caudalis nicht eingerechnet) 16 *cm* betragen haben.

Der Fisch zeigt in den Umrissen des Körpers, der Art der Beschuppung, der Beschaffenheit des Fulcrenbesatzes und der Lage der Flossen unverkennbare Semionotidencharaktere.

Von allen Gattungen dieser Familie weicht jedoch *Dollopterus volitans* durch die enorme Entwicklung der Pectoralen ab und läßt sich in dieser Hinsicht nur mit den lebenden Exocoeten und den fliegenden Pholidophoriden der alpinen Trias in näheren Vergleich ziehen.

Der erste Strahl der Brustflosse besitzt nach Compter fast 10 *cm* Länge und ist am Vorderrande mit kräftigen Fulcren besetzt. Die folgenden Strahlen — im ganzen 16 bis 18 — nehmen rasch an Länge ab, so daß die letzten nur noch eine Länge von 2 *cm* erreichen. Compter sagt, daß die Spitze der zurückgeschlagenen Brustflosse bis zum Beginn der Analis reicht (l. c. pag. 43), aber wenn die Längenangabe der Flosse mit 10 *cm* richtig ist, so muß sie viel weiter nach hinten gereicht haben, da ja der ganze Körper nur 14 *cm* lang ist (ohne Kopf- und Schwanzflosse); die Spitze der Brustflosse mußte sich noch bis zum hinteren Drittel der Afterflosse erstrecken.

Die Brustflossenstrahlen sind (l. c. Taf. I/II, Fig. 2 *c*) dichotom gegabelt und quergeteilt; Gabelung und Gliederung beginnt nach Compter etwa in der Mitte der Strahlen. Vor dem fulcrenbesetzten ersten Hauptstrahle beobachtete Compter noch einen freien Strahl von halber Länge des Hauptstrahles; er ist von Compter Taf. I/II, Fig. 2*c* zur Darstellung gebracht.

Die Basalstücke der Brustflosse sind stark entwickelt.

Nach der Abbildung Compters (Fig. 2*c*) ist der Vorderrand der Pectoralis stark sichelförmig gekrümmt und der Hinterrand in den zwei unteren Dritteilen konkav ausgeschnitten; im oberen Drittel ist die Flosse schlecht erhalten und Compter läßt sie mit dem letzten Flossenstrahle endigen.

Betrachten wir jedoch die Abbildung 2*a* bei Compter, so sehen wir, daß am Hinterrande der linken Brustflosse mehrere kleine verstreute Schuppen auftreten (Stelle *f* der Figur). Die Kleinheit der Schuppen und ihre Lage am Hinterrande der Flosse stimmt so auffallend mit dem Schuppensegel am Hinterrande der Pectoralis von *Thoracopterus* überein, daß kaum ein Zweifel daran bestehen kann, in welcher Weise der Hinterrand der Brustflosse von *Dollopterus* gebaut war; auch bei dieser Type schloß sich aller Wahrscheinlichkeit nach an die letzten kurzen Brustflossenstrahlen ein dreieckiges, schmales Segel an, das aus zahlreichen kleinen schuppenartigen Strahlengliedern bestand. Welche Funktion dieses Schuppensegel besaß, wird später erörtert werden.

Die Gesamtform der Brustflossen von *Dollopterus* stimmt mit jener von *Thoracopterus* ziemlich überein. Ob die stärkere Krümmung des Vorderrandes bei *Dollopterus* auf eine Verquetschung der Flosse zurückzuführen ist oder ob sie der tatsächlichen Form entspricht, wage ich nicht zu entscheiden, möchte aber die erste Möglichkeit für wahrscheinlicher halten.

Verhältnisse von den verschiedenen Beobachtern als Vibrationen aufgefaßt wurden".

Fast alle Reisenden, welche von einem Vibrieren der Flossen berichten, stimmen aber darin überein, daß das Vibrieren am deutlichsten beim Aufstieg aus dem Wasser zu beobachten ist. F. Dahl hat diese Erscheinung in folgender Weise zu erklären versucht.

Es ist sichergestellt, daß der Auftrieb der Flugfische ausschließlich durch die kräftige Wrickbewegung der Schwanzflosse erfolgt. Durch diese heftige Bewegung erleidet nach F. Dahl der ganze Körper eine Erschütterung, die ein Vibrieren der großen Brustflossen zur Folge hat, welche im Moment des Aufstieges in die Luft herabgelassen werden. Dieses Vibrieren ist auch dann zu beobachten, wenn der nach hinten tief herabhängende Schwanz die Wellenkämme schneidet; beim Eintauchen in das Wasser beginnt die Schwanzflosse wieder zu arbeiten und die Erschütterung der Brustflossen wiederholt sich.

Daß die Flugfische keine echten Flatter- oder Flugbewegungen ausführen, geht schon daraus hervor, daß in der Regel keine Ablenkung der Flugbahn erfolgt; eine solche Ablenkung erfolgt nur bei seitlicher Windrichtung oder beim neuerlichen Eintauchen der Schwanzflosse in das Meer.

Neue, sehr gründliche Untersuchungen von Fr. Ahlborn haben jedoch zu dem Ergebnisse geführt, daß die Vibrationen der Brustflossen weder aktiver Natur sind, noch durch die Wrickbewegung des Schwanzes hervorgerufen werden.

Ahlborn ist vollkommen im Rechte, wenn er darauf hinweist, daß die Bewegungen der Seitenmuskulatur, welche den Fisch in die Höhe schnellen, keineswegs so schnell erfolgen können, daß dadurch der Körper und mit ihm die Brustflossen in rasche Vibration versetzt werden, wie dies tatsächlich der Fall ist. Ahlborn pflichtet in der Deutung der Vibrationen Moebius bei und schreibt dieselben einer ruckweisen Erhöhung des Luftwiderstandes zu.

Da aber zuverlässige Berichte vorliegen, in welchen von einem langsamen Flattern während des Schwebens in der Luft gesprochen wird, so ist an der Tatsache dieser Bewegungen, namentlich bei den großen *Exocoetus*-Arten, nicht zu zweifeln. Ebensowenig kann daran gezweifelt werden, daß diese Bewegungen nicht als Flügelschläge zu betrachten sind, die ein Aufsteigen des Tieres ermöglichen oder unterstützen; wie Ahlborn[1]), hervorhebt, kann sich „kein Flugtier, nicht der vollkommenste Flieger unter den Vögeln, durch Flügelschläge erheben und durch die Luft tragen, wenn er wie der Flugfisch belastet ist, denn er müßte dann das Fünffache seines eigenen Körpergewichtes, also eine vierfache Überlastung tragen können". Nach Ahlborn[2]) sind die Flugfische zu rapiden, aktiven Flügelschlägen gänzlich unfähig. Endlich sind, wie Ahlborn überzeugend dargelegt hat, die Muskeln der Brustflossen ungeeignet, einen auch nur schwach vortreibenden Ruderschlag auszuführen und „gleichen

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 13.
[2]) F. Ahlborn. Ibidem, pag. 19.

dem Faden eines Papierdrachens, dessen Spannung die schräge Fläche gleichmäßig und ruhig im Winde festhält"[1]).

G. A. Boulenger[2]) unterscheidet neuerdings den Flug der Exocoeten von jenem der Gattung *Dactylopterus*. Er sagt über *Dactylopterus* folgendes:

„They are remarkable, when adult, for the wing-like portion of the pectoral fins, by which they are able to move in the air like *Exocoetus*, but for shorter distances, and unlike them, the wings are moved rapidly, the mode of flight resembling that many forms of grashoppers." (Nach Mosely, Notes Nat. Challenger, 2nd edition, pag. 495).

Das „Flügelschlagen" der Pectoralen von *Dactylopterus* ist aber offenbar nichts anderes als das Vibrieren der Flossen, wie es bei *Exocoetus* wiederholt beobachtet worden ist. Daß *Dactylopterus* keinen aktiven Flügelschlag zum Schweben benötigt, geht aus der ausdrücklichen Angabe von Moebius hervor, welcher ein Exemplar von *Dactylopterus orientalis* mit ruhig ausgespannten Flossen über das Meer dahinschweben sah. Diese Beobachtung schließt jedoch keineswegs aus, daß auch bei *Dactylopterus* Vibrationen der Flossen wie bei *Exocoetus* auftreten können, keinesfalls dürfen jedoch diese Bewegungen als aktive Flügelschläge aufgefaßt werden.

Die Brustflossen der Flugfische sind somit keine propulsiven Bewegungsorgane, sondern nur Fallschirmapparate.

Der Fisch wird ausschließlich durch die kräftige Wrickbewegung der Schwanzflosse aus dem Wasser getrieben; im Moment des Verlassens der Meeresoberfläche spannen sich die Brustflossen aus und wirken in genau derselben Weise wie ein Papierdrachen, sind aber nicht imstande, den Fisch in der Luft zu erhalten, wenn die durch die Schwanzflossenbewegung erreichte Geschwindigkeit Null wird.

Von einem „Flug" der Fische nach Art der aktiven Flugtiere kann also keine Rede sein und es wäre richtiger, die Bezeichnung „Flugfische" durch „Fallschirmfische" zu ersetzen.

Am treffendsten hat Bory de St. Vincent das Schweben der Fische in der Luft charakterisiert, wenn er schreibt[3]): „Par leur vol et leurs immersions promptement successives, ils rappellent ces galets que les enfans dans leurs jeux lancent à la surface d'un lac, et qui, tour-à-tour attirés et repoussés par les eaux, en effleurent la superficie par des ricochets multipliés."

Was für die lebenden Flugfische gilt, muß auch für die fossilen Formen gelten, deren Bau eine gleiche Lebensweise wie von *Exocoetus* und *Dactylopterus* beweist; auch diese Fische konnten nicht „fliegen",

---

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Syst. etc., IX. Jena 1897, pag. 337.

[2]) G. A. Boulenger: The Cambridge Natural History, Vol. VII, London 1904, pag. 701—702.

[3]) Bory de St. Vincent. Voyage dans les quatre principales îles des Mers d'Afrique. T. I. Paris 1804, pag. 85, 86.

sondern unterstützten nur die Vorwärtsbewegung durch die Drachenwirkung der ausgespannten Flossen. Wie bei den lebenden Flugfischen unterstützten sich die horizontale, durch die wrickende Schwanzflosse erzeugte Vorwärtsbewegung und die hebende vertikale Wirkung der ausgespannten Brustflossen gegenseitig; aber jede Bewegungsart für sich allein ist nicht denkbar, denn ohne die Fallschirmwirkung der Brustflossen würden die Flugfische ebenso rasch wieder in das Meer zurückgefallen sein wie andere über die Wasseroberfläche emporschießende Fische. Ohne die durch die Schwanzflosse erzeugte Bewegung hätten die Brustflossen der fossilen Fische ohne Zweifel ebensowenig eine vertikale Hebung herbeiführen können als bei den lebenden Flugfischen: Zu einer aktiven Flugbewegung waren die Brustflossen der fossilen Flugfische in derselben Weise unfähig als bei den schnellsten lebenden „Fliegern" unter Fischen.

2. Haltung der Flossen während des Fluges.

„Die entfalteten Brustflossen", schreibt K. Moebius[1]), verhindern ein hohes Aufsteigen, selbst dann, wenn der Fisch in dem günstigsten Elevationswinkel für die Wurfbewegung, in einem Winkel von 45°, das Meer verläßt. Dann bilden seine Brustflossen mit dem Meereshorizont einen Winkel von 75°, weil sie selbst 30° gegen die orale Körperachse geneigt sind."

Mitunter kann man beobachten, daß während des Fluges die eine Flosse von der Unterseite nicht sichtbar wird; dies ist der Fall, wenn die Fische schräg vom Winde getroffen werden. E. v. Martens[2]) berichtet darüber: „Während des Fluges war die weiße Bauchseite des Fisches etwas gegen den Wind gerichtet, so daß die Fische, von Leebord aus gesehen, weiß, von Luvbord aus dunkel erschienen." Wahrscheinlich hat auch A. Seitz diese Fälle im Auge gehabt, wenn er angibt, daß die Brustflossen während des Fluges häufiger etwas nach oben gerichtet, statt horizontal ausgespannt sind[3]). Eine solche Stellung der Brustflossen ist ganz unmöglich, wenn dieselben als Drachenflugapparate wirken sollen, wie dies ja tatsächlich der Fall ist; die Flossen würden dann einen stumpfen Winkel miteinander einschließen, der Fisch müßte wie ein Keil die Luft durchschneiden und sehr rasch in das Wasser zurückfallen.

[1]) K. Moebius. Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft. Zeitschr. f. wiss. Zool., XXX. Suppl., 1878, pag. 370.

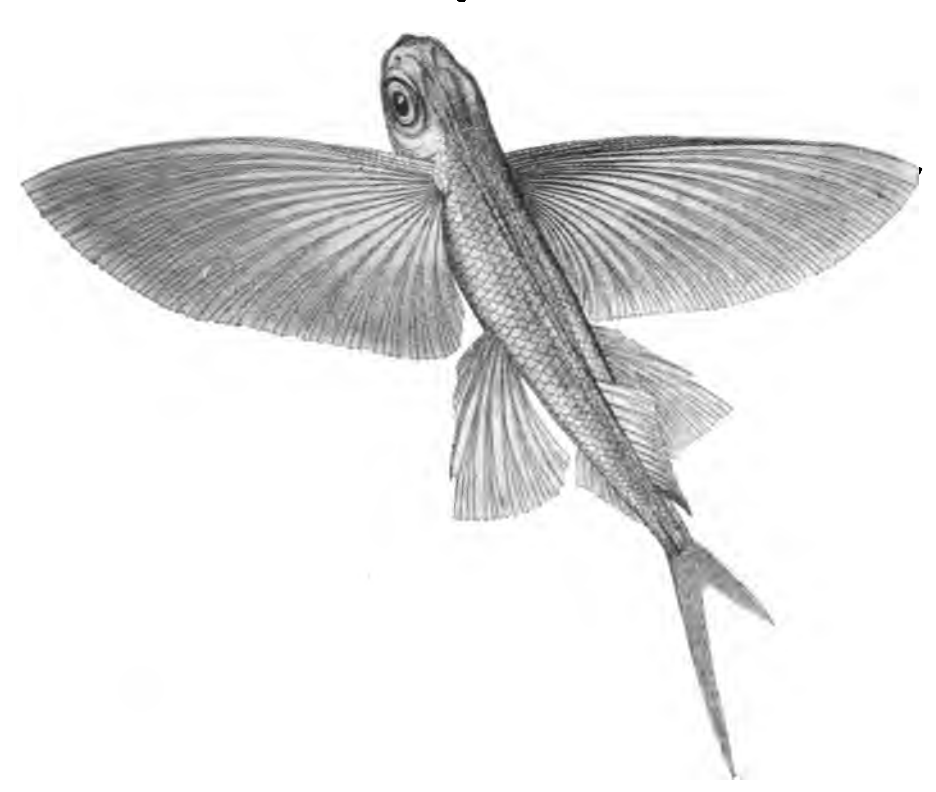
[2]) E. v. Martens. Die preußische Expedition nach Ostasien. Zoologischer Teil. I. Berlin 1876, pag. 28.

[3]) A. Seitz. Das Fliegen der Fische. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Systematik, V. Bd., 1891, pag. 365. (Die Abbildungen bei K. Moebius, l. c. Taf. XVII, und A. Seitz, l. c. pag. 369 und 370, geben eine ganz unrichtige Vorstellung von der Haltung der Flossen während des Fluges; F. Ahlborn bildet in seiner Abhandlung [Hamburg 1895, Taf. I, Fig. 1—8] die Brust- und Bauchflossen in richtiger Stellung ab. Ahlborns Fig. 1 ist in der vorliegenden Mitteilung auf umstehender Seite als Fig. 10 reproduziert.)

Es ist natürlich ein sehr starker Zug der Brustflossenmuskeln notwendig, um den Gegendruck der Luft zu überwinden und die Flossen straff gespannt in horizontaler Lage zu halten. F. Ahlborn hat gezeigt, daß beim horizontalen Fluge des fliegenden Fisches die Muskeln, welche dem Widerstande der Luft an einem Flügel das Gleichgewicht halten, eine Zugkraft von ungefähr 1000—1200 *g* auf-



Fig. 10.



Exocoetus im Fluge.

(Nach F. Ahlborn.)

Ein Drittel der natürlichen Größe.

zuwenden haben; im ersten Teile der Flugbahn aber, wo die Flossen unter sehr kleinen Neigungswinkeln stehen oder nur teilweise benutzt werden, kann der Muskelzug auf 800 *g* herabsinken.

Die Muskulatur beider Flügel der fliegenden Fische übt beim Schwebefluge einen vertikalen Zug von 1600—2500 *g* aus, also einen Zug, der 10—15 mal so groß ist als das Körpergewicht [1]).

---

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Festschrift des Realgymnasiums des Johanneums in Hamburg. Hamburg 1895, pag. 56.

3. Haltung der Flossen während des Schwimmens.

Die großen Flossen der Exocoeten sind zwar für den Schwebeflug ausgezeichnet geeignet, als Ruderflossen aber ganz unbrauchbar. „Denn für den großen Widerstand des Wassers sind sie zu lang, zu zierlich, leicht und schlank gebaut und selbst wenn die Muskulatur kräftig genug wäre, würden sie wegen der erfolgenden starken Biegung mit diesem Werkzeuge eine irgendwie nennenswerte motorische Wirkung kaum auszuführen vermögen; völlig nicht, wenn dem Fische durch die Arbeit des Schwanzruders bereits eine gewisse Geschwindigkeit erteilt worden ist.“ (Fr. Ahlborn)[1]).

Es erscheint diese Argumentation nur auf den ersten Blick befremdlich, wenn man die langen Flossen gewisser Cetaceen (*Megaptera*) mit den Brustflossen der Exocoeten vergleicht; bei *Megaptera* wirken die großen Flossen als ein sehr kräftiges Steuerorgan[2]). Der Unterschied liegt aber nicht in der Form und Länge, sondern in der Fähigkeit, durch Muskelzug die Flosse steif zu erhalten, eine Fähigkeit, welche den großflossigen Fischen vollkommen fehlt.

So sehen wir denn auch, daß die Schwalbenfische beim Schwimmen ihre Brustflossen dicht an den Körper legen, und zwar, um die Reibung im Wasser möglichst zu vermindern, fächerartig zusammengeklappt. Bleiben die Fische jedoch eine Zeitlang ruhig, so spannen sie die Flossen aus, wie R. du Bois-Reymond[3]) beobachtete; wenn sie sich durch Wrickbewegung des Schwanzes einen stärkeren Antrieb geben, ziehen sie die Flossen ein und legen sie dicht an den Körper, wie Fr. Ahlborn[4]) an Exocoeten im Aquarium des zoologischen Gartens zu Hamburg feststellen konnte.

Daß auch andere großflossige Fische die Flossen beim Schwimmen nicht benutzen, geht aus dem Vorhandensein von ventralen, in der Medianlinie gelegenen tiefen Rinnen hervor, wie dies bei *Gastrochisma* der Fall ist, wo die enorm vergrößerten Ventralen in dieser Rinne verborgen werden können.

4. Anatomie der Fallschirmflossen.

I. Spitzflossige Flugfische.

1. *Exocoetus*.

(Textfigur 10 und 11.)

Sind die Brustflossen eines *Exocoetus* beim Schwimmen an den Körper zurückgelegt, so sind sie fächerartig zusammengefaltet, während

---

1) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 32

2) Über die von *Megaptera* mit den großen Brustflossen ausgeführten Bewegungen vgl. E. Racovitza. Cétacés. (Expédition antarctique Belge.) Anvers 1902, pag. 28–31, pl. III, fig. 11. Prächtige Abbildungen von *Megaptera* gibt F. W. True: The Whalebone Whales of the Western North Atlantic etc. — Smithsonian Contributions to Knowledge. Vol. XXXIII, Washington 1904, pl. XXXVII—XLI.

3) R. du Bois-Reymond. Über die Bewegung der fliegenden Fische. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Systematik, V. Bd., 1891, pag. 922.

4) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 32.

sie im Fluge bedeutend breiter sind. Immerhin bleiben sie auch während des Fluges noch immer doppelt so lang als breit

Die Flosse ist von zahlreichen Strahlen durchzogen, welche an der Scapula und den Basalknochen als kräftige Stiele beginnen, sich allmählich verschmälern, bald eine immer deutlichere Quergliederung zeigen und sich zwei- bis dreimal gabeln, so daß ein mittlerer Strahl in vier bis acht Spitzen endet. Die relative Länge der Strahlen schwankt sehr bei den einzelnen Arten der Gattung *Exocoetus*; die drei ersten Strahlen zeigen keine Gabelung und legen sich entweder dicht aufeinander oder sind durch breitere Zwischenräume getrennt wie bei *Exocoetus lamellifer Kner et Steind.* Der vierte Strahl ist in der Regel der längste, doch kann derselbe bisweilen noch durch den

Fig. 11.



Exocoetus lamellifer Kner et Steind.
(Nach Kner und Steindachner.)
Natürliche Größe.

fünften und sechsten (wie bei *Exocoetus lamellifer*, Fig. 11) an Länge übertroffen werden.

Im ganzen sind meist 18—20 Strahlen vorhanden; die hinteren 14 - 16 nehmen rasch an Länge ab. Das proximale Ende der Strahlen ist der Länge nach aus zwei Halbstrahlen zusammengesetzt, welche an einem Rande in einem beinahe rechten Winkel zusammenstoßen, so daß dadurch eine nach hinten und unten offene dreieckige Rinne entsteht. In diese Rinne legt sich der nächstfolgende Strahl, so daß „immer der nächst vordere Strahl auf der Kante des folgenden ‚reitet'" [1]). Die Strahlen sind hier durch kurze elastische Bänder verbunden, gestatten jedoch innerhalb enger Grenzen eine geringe Drehung um die Längsachse und also auch eine leichte Wölbung

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 31.

der Flossenfläche beim Fluge. Weiter gegen die Spitze der Flosse zu liegen die oberen Halbstrahlen in der Flügelfläche, die unteren ragen dagegen ähnlich den Rippen eines Laubblattes über die Unterseite der Flughaut vor, welche die Strahlen verbindet. Infolge des Vorragens dieser unteren Halbstrahlen entstehen in der Nähe der Brustflossenbasis enge, vierkantige Rinnen, welche sich gegen die Flossenspitze mehr und mehr verflachen. Das Ineinanderpassen der Strahlen nahe der Basis hat zur Folge, daß nicht der eine oder andere Strahl für sich allein beweglich ist, sondern daß die Bewegung des einen auch die Bewegung des nächstfolgenden im gleichen Sinne veranlaßt. „Der einzelne Strahl hat durch die nahezu rechtwinklige Verbindung der beiden Halbstrahlen nach dem Prinzip der T-Träger oder ‚Winkeleisen‘ eine maximale Biegungsfestigkeit bei minimalem Materialverbrauch erhalten. Der Luftdruck, welcher beim Fliegen den Flossenstrahl gegen den Körper zu biegen strebt, findet seinen hinreichenden Widerstand in dem oberen Halbstrahl, der in der Flügelfläche liegt; dem vertikal gerichteten Luftdrucke dagegen wird durch die an der unteren Flügelfläche hervortretenden unteren Halbstrahlen der erforderliche Biegungswiderstand entgegengesetzt[1])“. Die mechanischen Versteifungen der Flügel liegen übrigens bei allen Flugtieren auf der Unterseite der Flügel, ob dies Skeletteile, Federnschäfte oder Chitinadern sind.

2. *Thoracopterus.*

(Textfigur 1—8.)

Der Brustflosse von *Exocoetus* reiht sich unter allen lebenden und fossilen großflossigen Fischen die Brustflosse von *Thoracopterus Niederristi* am nächsten an. Der Vorderrand der Pectoralis ist schwach konvex, die Flosse läuft in eine Spitze aus und der Hinterrand zeigt im wesentlichen denselben Verlauf wie bei den meisten Schwalbenfischen.

Der Vorderrand der Flosse besteht, wie dies schon oben näher auseinandergesetzt wurde, aus sehr starken, nur in geringem Maße gegabelten und gegliederten Strahlen, während der hintere Saum der Flugfläche von sehr fein zerfaserten Strahlen gestützt wird.

Die ersten fünf Strahlen endigen am Vorderrande bis zur Spitze der Flosse und nur der fünfte Strahl nimmt noch zur Hälfte mit vier feinen Spitzen an der Zusammensetzung des Hinterrandes Anteil. Der erste Strahl ist sehr kurz, ungeteilt und ungegliedert; er erreicht nur den fünften Teil der Flossenlänge. Er schließt sich mit seinem Ende dicht an den folgenden Strahl an; derselbe ist bereits halb so lang als die Flosse, in der unteren Hälfte gegliedert und in drei Äste zerteilt, von welchen der hinterste der längste, der vorderste der stärkste ist. Auch der zweite Strahl legt sich mit seinen drei Spitzen dicht an den folgenden an (Fig. 2).

Der dritte Strahl ist etwas länger als die halbe Flossenlänge ($^7/_{12}$ derselben), ist bedeutend stärker als der vorhergehende, etwas unterhalb von der ersten Gliederungsstelle des zweiten Strahles ge-

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 31.

gliedert, aber nicht wie dieser in drei, sondern nur in zwei ziemlich gleich starke Strahlen geteilt. Im unteren Abschnitte legen sich die spitzen Halbstrahlen nicht dicht an den nächstfolgenden, sondern divergieren und lassen zwischen sich und dem vierten Strahle einen Zwischenraum frei.

Der vierte Strahl nimmt ungefähr drei Vierteile der Flossenlänge ein. Er ist ähnlich gebaut wie der vorhergehende, aber stärker.

Der noch kräftigere fünfte Strahl teilt sich in mehrere Äste. Die erste Gabelung erfolgt schon im oberen Drittel der Gesamtlänge, doch bleiben die Strahlenhälften noch eine kleine Strecke weit eng aneinandergelegt; im zweiten Drittel der Flossenlänge divergieren die beiden Äste und es zeigt sich, daß der vordere Ast der kräftigere ist. Diese Art der Teilung, wobei der hintere Ast bei einer Gabelung stets schwächer ist und sich die Differenz erst gegen den Flossensaum hin wieder ausgleicht, findet sich bei allen folgenden Strahlen der Flosse.

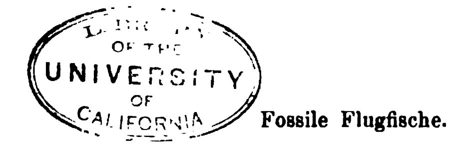
Diese beiden Teile des fünften Flossenstrahles gabeln sich etwa in der halben Flossenlänge zum zweitenmal, so daß nunmehr vier divergente Strahlen zu beobachten sind. Die weitere Teilung der Äste ist aber bei den einzelnen dieser vier Strahlen verschieden. Der erste Ast teilt sich nicht mehr, sondern läuft als der stärkste gegen die Flossenspitze, um ein kurzes Stück vor derselben zu enden; der zweite Ast gliedert sich dagegen noch zweimal und endigt in vier feinen Spitzen, deren vorderste die äußerste Spitze der Flosse bildet.

Der dritte und vierte Ast ist ebenso gebaut wie der zweite; jeder Ast endet in vier Spitzen und der fünfte Flossenstrahl besteht somit aus einem vorderen stärksten Ast, der am Vorderrande der Brustflosse endet, während von der Spitze der Flosse an nach oben der übrige Teil des Strahles in zwölf feine Spitzen ausläuft.

Der sechste Strahl ist bedeutend kürzer als der fünfte, da seine Enden bereits sämtlich im hinteren Teile der Flosse liegen; er ist von den vierfach gegabelten Strahlen der stärkste und die folgenden nehmen bis zum elften gleichmäßig an Stärke und Länge ab. Der sechste bis zehnte Strahl sind durchaus nach dem gleichen Prinzip gegabelt und gegliedert und jeder endet mit sechzehn feinen Spitzen.

Es ergibt sich somit, daß der vordere Rand der Brustflosse von *Thoracopterus* aus sehr starken, dicht aneinandergelegten Strahlen besteht, welche eine Versteifung der Flosse bewirken, während der hintere Rand durch sehr fein zerfaserte Strahlenenden gestützt wird.

Betrachten wir einen einzelnen Strahl, etwa den sechsten, in seinen Beziehungen zu den benachbarten Strahlen, so sehen wir, daß sein Vorderrand durch den Hinterrand des vorhergehenden Strahles überdeckt wird, während sich sein Hinterrand über den Vorderrand des nächstfolgenden schiebt. Die Strahlen decken sich also schuppenartig. Bei den vorderen Strahlen ist diese Überlagerung sehr stark entwickelt und reicht bis zur halben Gesamtlänge der Flosse; vom fünften Strahl jedoch gegen hinten wird die Verbindung der proximalen Strahlenenden immer lockerer. Ohne Zweifel dient diese schuppenartige Überlagerung dazu, die Flosse zu festigen und Ausbiegungen einzelner Strahlen zu verhindern. Eine durchaus gleichartige Überlagerung zeigen die Brustflossenstrahlen bei *Exocoetus lamellifer Kner et Steind.*, doch

ist bei diesem Flugfische die Verbindung der einzelnen Strahlen nicht so vollständig wie bei *Thoracopterus.*

Die einzelnen Strahlen sind bei *Thoracopterus* nicht auf beiden Seiten, der Außen- und Innenseite, gewölbt, sondern sind auf der Außenseite konkav, auf der Innenseite (der Flugfläche) konvex. Sie sind also im Prinzip halbzylindrisch gebaut, wie dies am deutlichsten am elften, letzten Flossenstrahle beobachtet werden kann. Bei den vorderen Strahlen ist der Bau komplizierter; wählen wir den sechsten Strahl als Grundlage für unsere Darstellung, so können wir folgendes beobachten.

Betrachten wir zunächst die Außenseite, so sehen wir, daß der Vorderrand des Strahles im proximalen Abschnitte, wo noch die dachziegelartige Überlagerung der Strahlen vorhanden ist, ziemlich stark entwickelt ist und daß sich an diese wulstige Erhöhung eine Rinne anschließt; der Hinterrand erscheint wieder aufgebogen und legt sich dicht auf den wulstigen Vorderrand des nächsten Strahles.

Von der Stelle an, an welcher die Dachziegelüberdeckung der proximalen Strahlenabschnitte aufhört, verändert sich der Bau des Strahles. An dieser Stelle tritt sowohl die erste Gabelung wie auch die erste Gliederung ein. Der Vorderrand des Strahles ist nur sehr dünn, die Rinne hat sich zu einem breiten Halbzylinder vertieft und es folgt ein Wulst, der den hinteren Abschluß des vorderen Halbstrahles bildet; dann folgt der Vorderrand des hinteren Halbstrahles; derselbe beginnt mit einer schmalen, seichten, scharfkantigen Rinne und dann folgt der zweite starke Wulst (Fig. 3).

Betrachten wir die Innenseite desselben Strahles an der nämlichen Stelle, so sehen wir, daß der vordere Halbstrahl eine gleichmäßig gewölbte Fläche darbietet, ebenso wie der hintere Halbstrahl (Fig. 2). Es ist also jeder Halbstrahl in seinem vorderen Teile als dünne, halbzylindrische Leiste entwickelt, während sein hinterer Teil verdickt ist.

Dieser Bau der Flossenstrahlen ist verschieden von jenem bei *Exocoetus.* Bei dieser Gattung sitzen die Strahlen rittlings aufeinander und folgen so dem Prinzip der T-Träger: maximale Biegungsfestigkeit bei minimalem Materialverbrauch. Bei *Thoracopterus* wird nun zwar auch dieses Prinzip durch die halbzylindrische Konstruktion des vorderen Teiles jedes Halbstrahles erreicht, aber damit noch ein weiterer Zweck verbunden.

Beim Emporschnellen aus dem Wasser ist es für den Fisch von großem Vorteil, die Brustflossen auf möglichst kleinem Raume zusammenfalten zu können, um den Reibungswiderstand im Wasser zu vermindern. Wenn nun jeder Strahl, jeder Halbstrahl, jeder Viertel- und Achtelstrahl an der Vorderseite eine tiefe Rinne besitzt, so kann er hier den vorausgehenden Strahl wie ein Futteral in sich aufnehmen und es ist daher möglich, die Flosse auf einen viel kleineren Raum zusammenzuschieben, als dies ein *Exocoetus* imstande ist. Bei *Exocoetus* sitzen die Strahlen rittlings aufeinander, bei *Thoracopterus* werden sie fächerartig übereinandergeschoben und jeder Strahl paßt genau in eine Vertiefung des nächstfolgenden.

Auf den ersten Blick erscheint es befremdlich, daß nur der



Vorderrand der Brustflosse verstärkt ist, während der Hinterrand infolge der weitgehenden Zerfaserung eines jeden Strahles in sechzehn feine Spitzen offenbar außerordentlich biegsam war, und es muß die Frage auftreten, ob denn der so weitgehend zerfaserte Flossenrand einen erfolgreichen Luftwiderstand bilden kann.

Nach den Untersuchungen Fr. Ahlborns[1]) findet der Abzug der Luft hinter der Fallschirmflosse nicht in Form von parallelen Stromlinien statt, sondern es bilden sich hinter der Brustflosse S-förmige Wirbel. Herr Professor Dr. F. Ahlborn hatte die Liebenswürdigkeit, mir über diesen Punkt noch folgende Mitteilung zu machen: „Der lebende, elastische und unter Muskelspannung stehende Flügel paßt sich dieser Form der Stromlinien in zartester Weise an, so daß namentlich der feine Hinterrand ganz drucklos in der Abflußströmung liegt, da er sonst starken Zerrungen der dort stehenden Wirbelung ausgesetzt wäre und zerreißen könnte.“

K. Moebius betrachtete die vierkantigen Furchen an der Unterseite der Brustflossen von *Exocoetus* als Windfänge[2]). F. Ahlborn schreibt mir in einem Briefe vom 10. Mai 1905 über diese Furchen folgendes:

„Den ‚Windfängen‘ würde ich nach meinen jetzigen Erfahrungen diese Bezeichnung nicht lassen, da die *T*= trägerartig nach unten vorspringenden Halbstrahlen nichts weiter sind als mechanische Versteifungen der Flugflächen (Schirmrippen); eine aerodynamische Bedeutung kommt ihnen nicht zu, sie erhöhen nicht die Tragkraft der Flügel, respektive des Windes, sondern wirken höchstens ein wenig hemmend auf den Flug. Die Luft zwischen ihnen deckt wie eine Schicht die Unterseite der Flügel, so daß der scharfe Flugwind die eigentliche Flughaut nur wenig berührt, sie schwerer abkühlen und austrocknen kann.“

Darum können wohl auch die Furchen an der Innenseite der Flugflossen bei *Thoracopterus* nicht als „Windfänge“, sondern nur in derselben Weise wie bei *Exocoetus* gedeutet werden; die starke Zerfaserung des Hinterrandes bietet nichts Befremdliches bei einer Deutung des *Thoracopterus* als Flugfisch dar, weil der Hinterrand der Flosse außerhalb des Druckes der Luftströmung liegt, welche auf der Vorderseite am Hinterrande parallel zur Flügelfläche abstreicht, während sich auf der Hinterseite der Flosse Luftwirbel bilden.

---

[1]) F. Ahlborn stellte folgendes Experiment an: Auf einer schiefen Ebene fließt ein Wasserstrom gegen eine zur Stromrichtung schräg gestellte Tafel ab. Hinter dieser Tafel bilden sich S-förmige Wirbel. Ganz genau dieselbe Erscheinung zeigt ein der Windrichtung schräg entgegengestellter Flügel, dessen Hinterrand infolge der sich hinter der Flügelfläche bildenden Luftwirbel drucklos bleibt. (F. Ahlborn. Über den Mechanismus des hydrodynamischen Widerstandes. Abhandl. a. d. Gebiete d. Naturwiss., herausgeg. vom naturwiss. Verein in Hamburg, XVII. Bd., 1902. 59 S., XVI Taf.) Besonders deutlich und die Luftabströmung am *Exocoetus*-Flügel am besten erläuternd sind die Abbildungen Fig. 44—48 (Taf. X und XI). — Vgl. übrigens noch E. Mach, Sichtbarmachung der Luftstromlinien. Zeitschr. f. Luftschiffahrt, 1896, pag. 126.

[2]) K. Moebius. Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft. l. c. pag. 371.

Um so auffallender ist daher eine Erscheinung, welche sich bei *Thoracopterus Niederristi* und einigen anderen fossilen Flugfischen zeigt.

An dem Originale des *Pterygopterus apus Kner* (= *Thoracopterus Niederristi Br.*) aus Raibl ist der Hinterrand der Brustflosse in ausgezeichneter Weise erhalten. Der elfte Brustflossenstrahl ist auf der Außenseite seiner ganzen Länge nach rinnenartig ausgehöhlt und läuft in eine ziemlich stumpfe Spitze aus; er ist bedeutend stärker als die beiden unmittelbar vorhergehenden, am Ende stark zerfaserten Strahlen. Er zeigt keine Gabelung, ist aber in den unteren zwei Dritteilen gegliedert.

An diesen Strahl legt sich nun ein Segel an, welches durch zahlreiche sehr enge aneinanderschließende kleine, schwarze, glänzende Plättchen gestützt wird. Diese Plättchen sind im oberen Teile dieses Segels rundlich, werden nach unten zu oval und gegen das hintere Ende des elften Strahles länglich viereckig. Dem Aussehen nach sind diese Plättchen von kleinen Schuppen nicht zu unterscheiden; auf der Außenseite sind sie schwach schüsselförmig vertieft, auf der Innenseite schwach konvex. Das ganze Segel hat eine dreieckige Form, wie aus der Zeichnung Fig. 2 ersichtlich ist, welche nach mehreren Exemplaren des *Thoracopterus Niederristi* rekonstruiert ist.

Ohne Zweifel dient dieses Segel am oberen Ende des Hinterrandes der Flosse dazu, diesen Flossenteil zu versteifen; es schließen sich die einzelnen Plättchen dicht aneinander, so daß kein Platz für eine Flughaut bleibt. Gleichwohl ist es sicher, daß diese kleinen Platten, die als modifizierte Flossenstrahlenglieder anzusehen sind, von einer Flossenhaut umhüllt waren.

Welche Funktion hat nun dieses kleine Segel? Spielt es eine wichtige Rolle beim Fluge oder ist es für denselben ohne Bedeutung?

Diese Frage ist nicht leicht zu entscheiden, da bei den lebenden Flugfischen mit Ausnahme von *Pantodon* keine derartigen versteiften dreieckigen Segel an den Flossen bekannt sind. Um eine einfache Vergrößerung der Flugfläche zu erzielen, wäre eine derartige Versteifung nicht notwendig, da ja nach den Untersuchungen Ahlborns der Flossenhinterrand bei den Flugfischen während des Fluges drucklos ist.

Da ich diesem Nebensegel eine aerodynamische Funktion zuzuschreiben geneigt war, wandte ich mich an Herrn Professor Dr. F. Ahlborn mit der Bitte, mir seine Anschauung über die Funktion dieses Flossenanhanges mitzuteilen. Derselbe hatte die Liebenswürdigkeit, mir folgende Darstellung zu übersenden:

„Betreffs des sehr merkwürdigen schuppenbedeckten ‚Segel'-ansatzes hinter den Brustflossen des fossilen Fisches möchte ich die Meinung äußern, daß derselbe wohl weniger dazu bestimmt ist, die Luft gegen die Flossenspitze abzulenken, als vielmehr beim Auf- und Niedergehen des Fisches eine hydrodynamische Wirkung auszuüben. Wie der hypobatische Schwanz durch seine Wrickruderschläge das hintere Körperende des Tieres niederdrückt und so die Längenachse in eine nach vorn ansteigende Lage bringt, so könnten vielleicht, solange die Pectoralia beim Anlauf zum Fluge unter Wasser noch geschlossen sind, diese kleinen schuppigen, festen Segel auch nach Art kleiner Drachenflächen am vorderen Körperende eine Hebung

bewirken, welche das Einstellen der Längsachse des Tieres in die schräge Lage zum Ausflug erleichtern würde. Hierfür spricht 1. die Stellung, 2. die geringe für Wasserwiderstand geeignete Größe, 3. die Bedeckung mit Schuppen.

Auch beim Niedergehen des Fisches aus der Luft würden die kleinen kräftigen Nebenflossen den gegen die hintere Flügelbasis gerichteten Hauptstoß des Wassers auffangen und dadurch den zarten hinteren Flossenrand, respektive den ganzen Flügel entlasten können."

F. Ahlborn stimmte mir in einem zweiten Briefe vom 16. Mai 1905 darin bei, daß das Nebensegel von den Bewegungen des elften Flossenstrahles abhängig und geeignet ist, den Hinterrand der Flosse zu versteifen und ihre Basis zu vergrößern; aber „abgesehen davon, daß für diesen Zweck ein so merkwürdiges Mittel angewendet ist, was durch Verstärkung von Strahl 11 (durch Gebrauch des Organs) leicht erreicht worden wäre, fragt es sich, ob die gedachte Bedeutung wirklich aerodynamisch vorteilhaft und zweckmäßig ist. Dagegen scheint mir zu sprechen, daß bei keinem anderen Flugtier eine ähnliche Einrichtung besteht."

Auf jeden Fall steht es fest, daß das sensenartig geformte Nebensegel in seinen Bewegungen durch den letzten Flossenstrahl beeinflußt wird. Ferner ist zu beobachten, daß dieser Strahl seiner ganzen Länge nach auf der Außenseite zu einer halbzylindrischen Rinne ausgehöhlt ist; an den vorderen Flossenstrahlen dienen diese Rinnen zur Aufnahme des vorn sich anschließenden Strahles beim Zuklappen der Flosse. Diese Funktion hat offenbar auch die Rinne des elften Strahles.

Wenn die Flosse zugeklappt wird, was beim Schwimmen und unmittelbar vor dem Aufsteigen aus dem Wasser bei *Exocoetus* der Fall ist, so werden die einzelnen Strahlen in- und übereinandergeschoben und zurückgelegt, so daß sie dem Körper ganz oder beinahe anliegen. Wenn sich nun an dem letzten Strahle ein Segel befindet, welches erheblich steifer und schwerer ist als der übrige Teil des Flossenhinterrandes, so muß sich dasselbe beim Zusammenklappen der Flosse nach abwärts richten. Beim Ausspannen der Flosse wird auch der letzte Strahl stark nach vorn gezogen; es ist aber, da das Segel aus zahlreichen aneinanderstoßenden Platten besteht, nicht wahrscheinlich, daß es in die Flugfläche miteinbezogen wird, sondern wird sich etwas herabsenken und mit dem proximalen breiten Ende an die Seite des Fisches anlegen.

Es ist also sehr gut denkbar, daß das Segel in dieser Stellung eine Bedeutung besitzt, wie sie von Ahlborn vermutet wird: beim Niedersinken des Fisches ins Wasser den Hauptstoß aufzufangen und den zarten Hinterrand der Flosse zu entlasten. Ebenso wird es beim Auffliegen aus dem Wasser infolge seiner stärker zum Wasserspiegel geneigten Fläche eine Wirkung wie ein kleiner Papierdrache ausüben, während das spätere Schweben nach Erreichung einer gewissen Höhe von der ganzen Flosse übernommen wird.

Es muß aber noch ein weiterer Punkt berücksichtigt werden. Bei *Thoracopterus* liegen die Gelenke der Brustflossen wesentlich tiefer als bei *Exocoetus* oder *Dactylopterus* und sind der Bauchlinie genähert. Der Fisch bedarf daher, wenn er in einer für den Schwebe-

flug günstigen Stellung das Wasser verlassen soll, eines kräftigen Steuers am Vorderrande des Körpers. Durch die Schwanzflosse wird die Lokomotion bewirkt, die Steuerung geschieht durch die paarigen Flossen.

Die Brustflosse und die Bauchflossen sind jedoch dem Körper straff angelegt, bevor der Fisch das Wasser verläßt; sie wären auch viel zu groß und für den Wasserwiderstand viel zu biegsam, um eine erfolgreiche Steuerung ausführen zu können. Zu einer Steuerung genügen aber schon relativ kleine paarige Fortsätze, wenn sie eine genügende Widerstandskraft und Festigkeit besitzen und diese Erfordernisse besitzt das Nebensegel der Brustflosse von *Thoracopterus* in ausreichender Weise.

Nach dieser Auseinandersetzung darf man also für das kleine Nebensegel folgende Funktionen annehmen:

1. Steuerung vor dem Aufsteigen aus dem Wasser;
2. Erleichterung der Einstellung der Brustflossen für den Flug und Hebung des Körpers, indem das Segel im Anfang der Flugbahn als Drachenflugfläche wirkt;
3. Abschwächung des bei dem Niedertauchen des Fisches gegen die Flossenbasis gerichteten Hauptstoßes des Wassers.

Unter den lebenden Flugfischen ist nur bei *Plantodon* ein solches Nebensegel vorhanden. Sehr auffällig ist nun die Tatsache, daß an den großen *Exocoetus*-Exemplaren unserer Museen die Brustflossen am Hinterrande fast ausnahmslos verletzt und zerschlitzt sind. Ahlborn (Der Flug der Fische, Hamburg 1895, pag. 29) hebt bereits diese Verletzungen hervor und wirft die Frage auf, ob nicht das Flattern der Brustflossen diese Zerreißungen zur Folge hat.

Nach dem Ergebnisse der Untersuchungen an den Flugfischen aus der alpinen Trias bin ich über diesen Punkt anderer Meinung. Das sensenförmige Nebensegel fängt beim Eintauchen ins Wasser den Hauptstoß auf und verhütet eine Zerreißung des Hinterrandes bei den triadischen Flugfischen; bei den Exocoeten fehlt aber dieses Segel und der Hinterrand der Brustflosse fängt unmittelbar den Stoß auf, wenn der Fisch in das Meer zurückfällt. Wir müssen daher zu der Anschauung gelangen, daß durch die Ausbildung des hinteren Brustflossensegels die Flugfische der Trias weit vorteilhafter an den Flug angepaßt gewesen sind als die Exocoeten der Gegenwart.

3. *Gigantopterus.*

(Textfigur 6.)

Für *Gigantopterus* gilt bezüglich der Anatomie und Physiologie der Brustflossen dasselbe wie für *Thoracopterus.*

4. *Dollopterus.*

Das einzige bekannte Exemplar aus dem oberen Muschelkalke der Gegend von Jena besitzt nach den Untersuchungen G. Compters spitze, relativ schmale Brustflossen, schließt sich also im Bau der

Pectoralen dem *Exocoetus*-Typus an. Von der Brustflosse der fliegenden Pholidophoriden unterscheidet sich die des *Dollopterus* sofort durch der Fulcrenbesatz des ersten Strahles (Compter, l. c. pag. 43). Dieser Strahl ist nach Compter 10 *cm* lang; der Rest erreicht eine Länge von 14 *cm* (Compter, l. c. pag. 32) und rechnen wir die erhaltenen Partien des Schädels und der Caudalis ab, so erhalten wir für den Körper eine Länge von ungefähr 11 *cm*. Die Brustflosse muß also, wenn die Maße Compters richtig sind, fast bis an die Basis der Caudalis gereicht haben, ist also etwa von derselben Länge wie bei *Thoracopterus*. Daraus geht weiters hervor, daß die rekonstruierte Zeichnung (Compter, l. c. Taf. I—II, Fig. 2*c*) nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht, denn die Pectoralis erscheint auf dieser Zeichnung viel kürzer und erreicht knapp den vorderen Rand der Analis.

Eine Verschiedenheit zwischen der Brustflosse von *Dollopterus* und *Thoracopterus* besteht in der größeren Anzahl der Flossenstrahlen: bei *Thoracopterus* 11, bei *Dollopterus* 16—18 (Compter, l. c. pag. 43). Die Art der Gabelung und Gliederung ist in der Compterschen Abhandlung nicht so genau beschrieben, daß ein näherer Vergleich mit *Thoracopterus* durchführbar wäre. Das Vorhandensein eines sensenförmigen hinteren Nebensegels wurde schon oben (pag. 49) wahrscheinlich gemacht, so daß sich in diesem Punkte *Thoracopterus* und *Dollopterus* einander nähern würden.

Der wichtigste Unterschied der Brustflosse des *Dolichopterus volitans* von *Thoracopterus* besteht neben dem Fulcrenbesatze des ersten Strahles darin, daß bei *Dollopterus* der erste Strahl, bei *Thoracopterus* dagegen der fünfte Strahl der Brustflosse der längste ist.

5. *Pantodon.*

In einem kleinen Bache in Kamerun, dem Victoria-river, entdeckte Prof. Dr. R. Buchholz einen kaum 10 *cm* langen Fisch, welchen W. Peters[1]) im Jahre 1876 als *Pantodon Buchholzi* beschrieb und abbildete. Er ist der einzige Vertreter der nach ihm benannten Familie der Pantodontiden aus der Verwandtschaft der Osteoglossiden.

Später wurde dieser Fisch auch aus dem Kongo, von Vieux Calabar und von der Mündung des Niger bekannt. Im Kongo ist *Pantodon Buchholzi* an folgenden Stellen angetroffen worden: bei Monsembé, Brazzaville[2]) und Nganchou (Gantshu)[3]).

[1]) W. Peters. Über eine merkwürdige von Herrn Professor Dr. Buchholz entdeckte neue Gattung von Süßwasserfischen, *Pantodon Buchholzi*, welche zugleich eine neue, den *Malacopterygii abdominales* angehörige Gruppe von Fischen, *Pantodontes*, repräsentiert. Monatsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin für 1876, Berlin 1877, pag. 195, 1 Tafel.

[2]) G. A. Boulenger. Les Poissons du Bassin du Congo. Publ. de l'État Indépendant du Congo, Bruxelles 1901, pag. 122.

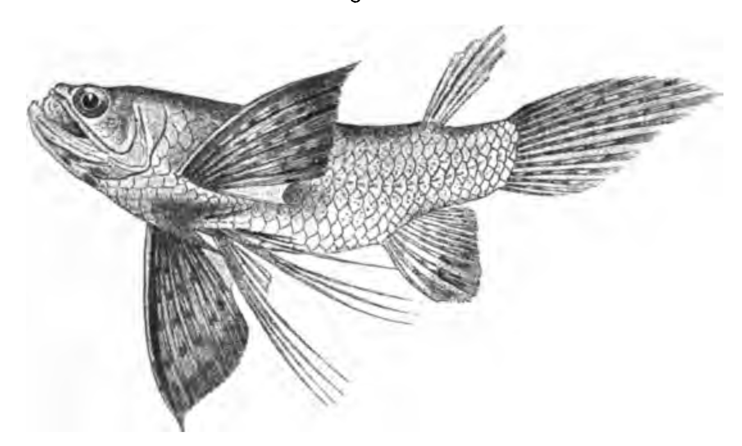
[3]) E. Rivière. Exposition de la Mission Brazza au Muséum. Revue scientifique, 1886, Vol. XII, pag. 18. „Nous citerons encore comme une des curiosités de l'Exposition certain petit poisson volant, ayant nom le *Pantodon*, un peu différent du *Pantodon Buchholzi Peters*, et qui constitue même peut-être une espèce nouvelle; il a été trouvé a Nganchou, sur le Congo, par M. Jacques de Brazza, en puisant de l'eau pour boire "

Dieser Fisch hat die Fähigkeit, sich einige Zeit hindurch in der Luft schwebend zu erhalten. J. de Brazza beobachtete *Pantodon Buchholzi* während des Fluges; leider sind seine Angaben überaus dürftig. G. A. Boulenger teilte über den „Flug" von *Pantodon* folgendes mit:

„It has now been ascertained that this little fish flies or darts through the air, and is, in fact, a freshwater flying-fish. Dr. Pellegrin, of the Paris Museum, has kindly informed me that, according to the notes of M. J. de Brazza, the specimen obtained in the Congo by this explorer was caught by means of a butterflynet whilst moving like a dragonfly above the surface of the water"[1]).



Fig. 12.



Pantodon Buchholzi Peters.

Geographische Verbreitung: Flüsse Westafrikas zwischen dem 10° n. Br. und 10° s. Br. (Niger, Alt-Calabar, Victoria-river [Kamerun], Kongo).

Kopie nach G. A. Boulenger: Fishes. Cambridge Nat. Hist., Vol. VII, London 1904, pag. 559, Fig. 337.

(Natürliche Größe.)

Diese Beobachtung Brazzas ist schon aus dem Grunde wertvoll, weil sie zeigt, daß auch ein Süßwasserfisch zum „Flugtier" geworden ist; Flossenbau und Flossengröße weichen aber so beträchtlich von den beiden anderen lebenden Flugfischtypen *Exocoetus* und *Dactylopterus* ab, daß es von größtem Interesse ist, den Bau der Flossen, namentlich der Pectoralen, etwas eingehender zu betrachten.

Von allen Flugfischen besitzt *Pantodon Buchholzi Peters* die kleinste Brustflossenlänge; dieselbe erreicht nicht einmal die halbe Körperlänge (ohne die Caudalis). Die Pectoralis erinnert in ihrer Form nicht an *Exocoetus*, da sie erst im unteren Drittel die größte

[1]) G. A. Boulenger. On the Fishes, collected by Mr. G. L. Bates in Southern Cameroun. Proc. Zool. Soc. London 1903, Vol. I, pag. 21.

Breite erreicht (Fig. 12). Die Pectoralis enthält 8 Strahlen, von welchen der erste die größte Länge und Stärke erreicht; er ist ungeteilt, während die folgenden bis zum vorletzten reich gegabelt sind. Der letzte Strahl ist wieder ungeteilt.

Das Vorderende der Brustflosse ist zu einer scharfen Spitze ausgezogen, der Hinterrand S-förmig geschweift (vgl. Fig. 12). Die beiden letzten Strahlen divergieren stärker als die vorhergehenden; sie sind durch eine Flossenhaut verbunden, welche tief ausgeschnitten und von der Spitze des letzten Strahles bogenförmig zum vorletzten Strahl hinüberzieht, so daß das untere Drittel des vorletzten Strahles am Hinterrande frei bleibt.

An den letzten Flossenstrahl legt sich ein länglich dreieckiges, außen mit Schuppen besetztes Segel an, welches bis zur Hälfte des letzten Strahles reicht (Fig. 12).

Einen ähnlichen Abschluß des Brustflossenhinterrandes haben wir bei den Gattungen *Thoracopterus* und *Gigantopterus* aus der alpinen Trias angetroffen. Bei diesen Formen besteht jedoch das „Nebensegel“, wie ich den Anhang nannte, nicht aus einem beschuppten Hautlappen, sondern dieses Segel ist aus mosaikartig aneinandergelegten rundlichen, elliptischen und länglich viereckigen Plättchen zusammengesetzt, welche modifizierte Strahlenglieder, aber keine wahren Hautschuppen darstellen. Die Plättchen des Nebensegels bei den triadischen Flugfischen sind weit kleiner als die kleinsten Schuppen, während bei *Pantodon Buchholzi Peters* das dreieckige Segel mit Schuppen von normaler Größe besetzt ist.

Wenn also auch keine morphologische Identität der Nebensegel bei den triadischen Flugfischen einerseits und *Pantodon* anderseits besteht, so ist doch die Ausbildung dieses Apparates an der nämlichen Stelle zu auffallend, als daß man nicht an eine gleiche physiologische Funktion denken sollte.

In beiden Fällen wird durch die Ausbildung eines Segels am Hinterrande der Pectoralis, welches entweder durch modifizierte Pectoralstrahlen oder durch echte Schuppen einen höheren Grad von Steifheit erhält, ein fester Abschluß der Brustflosse hergestellt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß das hintere Nebensegel der Brustflosse von *Pantodon* dieselben Funktionen zu versehen hat, welche wir oben für *Thoracopterus* erörtert haben.

Vergleichen wir die übrigen Flossen von *Pantodon* mit jenen der anderen lebenden und der fossilen Flugfische, so treffen wir in keinem Punkte eine Übereinstimmung. Die Dorsalis ist schmal und hoch; sie enthält 6 Strahlen [1]); der dritte Dorsalstrahl erreicht die Schädellänge. Die Analis ist sehr groß und besteht aus 12—14 Strahlen. Die Ventralen enthalten 7 Strahlen; die 4 vorderen sind fadenförmig verlängert.

Die Caudalis ist stark asymmetrisch (Fig. 12). Mein verehrter Freund Prof. L. Dollo, welchem ich für die Mitteilung und Übersendung der einschlägigen Literaturbehelfe zu größtem Danke verpflichtet bin, vertritt die Meinung, daß die gephyrocerke-homocerke

---

[1]) G. A. Boulenger. Les Poissons du Bassin du Congo, l. c. pag. 121.

Caudalis auf das benthonische Leben der Vorfahren von *Pantodon* hinweist. Ich möchte mich seiner Auffassung durchaus anschließen.

Der Bau von *Pantodon* weicht, abgesehen von dem hinteren Abschlusse der Brustflosse, so sehr von *Exocoetus* und *Dactylopterus* ab, daß man diesen Fisch als eine selbständige Anpassungstype an den Flug bezeichnen muß. Die Flugfähigkeit von *Pantodon* kann aber unmöglich einen so hoheh Grad erreichen als bei *Dactylopterus* und *Exocoetus*; leider liegen bis jetzt über den Flug dieses kleinen Fisches nur sehr dürftige Angaben vor. Die relative Größe der Flugfläche ist übrigens viel zu klein, um den Fisch auf weitere Strecken hin schwebend zu erhalten.

Allerdings ist es bei einem Süßwasserfische kaum von Vorteil, so weite Wege durch die Luft zurückzulegen, wie dies bei *Exocoetus* beobachtet worden ist; es könnte sonst leicht der Fall eintreten, daß der Fisch auf der eiligen Flucht vor Feinden in ungünstiger Richtung aus dem Wasser fährt und auf das Ufer fällt. Dagegen ist es auch für einen Bewohner des Süßwassers von Vorteil, ein Mittel zu besitzen, um den Feinden rasch entfliehen zu können.

Vielleicht ist *Pantodon* eine noch nicht zur vollen Spezialisationshöhe gelangte Type, welche im Begriffe ist, sich zu einem vorteilhafter angepaßten Flugfische umzuformen. Dafür spricht vor allem die relative Kürze der Brustflossen und das Vorhandensein der filamentartigen Ventralstrahlen, welche für den Flug nur hinderlich sein können. *Pantodon* darf daher seiner Spezialisationshöhe nach an die Seite von *Hemirhamphus* gestellt werden, welcher nach Beobachtungen von F. Siebenrock (bei Massaua) aus dem Wasser emporschnellt und eine kurze Zeit über der Meeresfläche dahinzuschweben vermag. Wir dürfen vermuten, daß die Vorfahren von *Pantodon* durch häufiges Emporschnellen aus dem Wasser entweder auf der Jagd nach Insekten [1]) oder auf der Flucht vor Feinden ihre Brustflossen zu Fallschirmorganen auszubilden begannen.

II. Rundflossige Flugfische.

Dactylopterus.

Die Brustflossen von *Dactylopterus* — ich lege der Beschreibung ein Exemplar von *Dactylopterus communis* zugrunde — erinnern in ausgespannter Lage an den Unterflügel einer Heuschrecke und sind also in ihrer Form von *Exocoetus* außerordentlich verschieden. Vom Vorderrande der Brustflosse ist in ähnlicher Weise wie bei vielen anderen Grundfischen aus der Gruppe der Cottiden ein aus sechs Strahlen bestehendes Bündel losgelöst; von diesen sechs Strahlen ist der erste der kürzeste, dann folgt, an Länge zunehmend, der sechste, zweite, dritte, vierte, fünfte. Alle diese Strahlen sind von einer Flughaut umhüllt, welche jedoch nicht bis zu den Strahlenenden

[1]) Die Nahrung von *Pantodon Buchholzi* besteht, wie W. Peters (l. c. pag. 198) aus dem Magen- und Darminhalte feststellen konnte, aus Insekten, namentlich aus Libellenlarven.

reicht, die hakenförmig nach hinten umgebogen sind. Bei dem vorliegenden Exemplar beträgt die Länge des Strahlenbündels 52 *mm*, die Breite im ausgespannten Zustande 15 *mm*.

An diesen vorderen kleinen Flossenabschnitt schließt sich die Fallschirmflosse an. Sie besteht aus 24 Strahlen, welche ohne Ausnahme ungegliedert sind, im Gegensatze zu den reich gegliederten Strahlen des vorderen Strahlenbündels.



Fig. 13.



Dactylopterus communis.

Koll. Natterer: Rio de Janeiro, Pirapebé.

Original im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien.

Der Fisch im Fluge, von oben gesehen.

(Ein Drittel der natürlichen Größe.)

Die Strahlen der Brustflossen sind in der Regel ungeteilt. Nur am 19. und 20. Strahl der linken Pectoralis ist eine dichotome Teilung zu beobachten, welche schon in der Nähe der Strahlenbasis eintritt.

Daß jedoch die vierundzwanzig Strahlen der Brustflossen zum Teil aus einer dichotomen Spaltung hervorgegangen sind, beweist die Gruppierung der Strahlen; je zwei sind in der Nähe der Flossenbasis einander genähert und behalten diese Anordnung noch bis zum Flossensaume bei, wo allerdings die Zwischenräume zwischen je zwei

Strahlenpaaren bereits fast gleich groß sind wie die Abstände zwischen den zwei Strahlen eines Paares.

Vom ersten bis zum achten Strahle nimmt die Strahlenlänge sehr rasch zu; vom achten bis zum siebzehnten Strahle ist aber die Länge der Strahlen durchaus gleich, so daß dieser Abschnitt der Flosse einem Kreisausschnitte entspricht. Vom achtzehnten Strahle an nehmen die Strahlen sehr rasch an Länge ab.

Jeder Strahl steht noch mit einer sehr feinen, gekrümmten Spitze über den Flossensaum vor; derselbe ist zwischen je zwei Strahlen ziemlich tief bogenförmig eingeschnitten (Fig. 13).

Man sollte meinen, daß bei einer Flossenform, welche so beträchtlich vom *Exocoetus*-Typus abweicht, der Flug des *Dactylopterus* in anderer Weise als bei *Exocoetus* erfolgt. Es liegt jedoch eine Beobachtung von K. Moebius[1]) vor, welcher einen *Dactylopterus* (*D. orientalis*) auf dem Korallenriffe südöstlich von Mauritius im Fluge genau verfolgte. Der Fisch hielt die Flossen straff ausgespannt und machte keine aktiven Flatterbewegungen; die Brustflossen von *Dactylopterus* sind also ebensowenig als jene der Exocoeten Flugorgane, sondern nur Fallschirmapparate.

5. Form und Grösse der Flugflächen.

Daß die Flügelform für die Schnelligkeit des Fluges von größter Wichtigkeit ist, sehen wir bei den Vögeln; die schnellsten Flieger haben langgestreckte, spitz zulaufende Flugflächen, die schlechten Flieger kurze und runde Flügel. Die gleiche Erscheinung zeigen die Schmetterlinge; die Sphingiden, die schnellsten Flieger unter ihnen, haben einen nach Art der Möven geformten Flügel, schlechte und unbeholfene Flieger abgerundete Flugflächen. Sehr deutlich ist die Abhängigkeit der Fluggeschwindigkeit von der Flügelform bei den Pieriden zu verfolgen, unter welchen *Tachyris zarinda*, der schnellste Falter dieser Familie, einen langen, spitzen Flügel, *Leucidia*, ein schwerfälliger Schmetterling, aber einen kurzen, runden Flügel besitzt.

Nun ist allerdings daran festzuhalten, daß es sich bei den Flossen der Flugfische nicht um Flugapparate, sondern um Fallschirmapparate handelt. Auch für den Fallschirm gelten aber die gleichen Gesetze des Luftwiderstandes wie für den Flügel.

Moebius[2]), welcher sich zuerst mit dieser Frage sehr eingehend beschäftigt hat, wies darauf hin, daß die Länge der Flügel bei Flugtieren von ähnlicher Gestalt einfach, die Flugfläche im Quadrat und das Gewicht des Körpers im Kubus zunimmt. Mit Berücksichtigung dieser Proportionen hat Moebius gefunden, daß die relative Flächengröße bei fliegenden Fischen im Durchschnitt mit 1·72 hinter den Durchschnittszahlen der Vögel (2·27) und Fledermäuse (2·74) zurückbleibt. Nach Harting[3]) ist die relative Flächen-

[1]) K. Moebius. Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft, l. c. pag. 356.

[2]) K. Moebius. Zeitschr. f. wiss. Zoologie, XXX, Supplement, 1878, pag. 367.

[3]) P. Harting. Observations sur l'étendue relative des ailes etc. Archives Néerlandaises des scienc. exact. et natur., IV, 1869, pag. 33.

größe bei *Exocoetus evolans* 1·65, beim Seidenschwanz 1·69, bei *Dactylopterus volitans* 1·79; der Seidenschwanz ist aber, obwohl hinter *Dactylopterus* stehend, doch zu langandauerndem Fluge befähigt, während *Dactylopterus* keinen aktiven Flügelschlag ausführen kann [1]).

Dactylopterus ist, wie Ahlborn [2]) rechnungsmäßig nachgewiesen hat, in seinem „Flugvermögen" den Exocoeten durchaus an die Seite zu stellen, obgleich er fast kreisrunde Flossen besitzt.

Bei den fossilen Flugfischen läßt sich die relative Flächengröße der Brustflossen nicht feststellen, da wir das Körpergewicht nicht kennen; wir können nur die Flügellänge mit der Körperlänge vergleichen.

Tabelle der relativen Flügellängen der Flugfische [3]).

Name der Art	Körperlänge (ohne die Caudalis)	Brustflossenlänge	Brustflossenlänge (Körperlänge = 100)
	Maße in *mm*		
Pantodon Buchholzi Peters [4])	65	29	44
Exocoetus oxycephalus Bleek	190	100	52
Exocoetus nigricans Benn.	250	150	60
Exocoetus nigricans Benn.	255	160	62
Thoracopterus Niederristi Bronn	91·5	57·5	62
Gigantopterus Telleri Abel . . .	129·5	ca. 80	61
Dollopterus volitans Compter .	ca. 160	100	62
Dactylopterus volitans L.	155	105	67
Exocoetus rufipinnis Cuv. Val. . . .	255	175	68
Exocoetus bahiensis Ranz.	370	280	70

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 19.

[2]) F. Ahlborn. Ibidem, pag. 21.

[3]) Die Maße der Exocoeten sind der Abhandlung von K. Moebius (Die Bewegungen der fliegenden Fische durch die Luft, l. c. pag. 366), des *Dactylopterus* der Abhandlung F. Ahlborns (Der Flug der Fische, l. c. pag 21) entnommen.

[4]) Nach der Abbildung dieses Fisches in dem Werke von G. A. Boulenger (Fishes. Cambridge Natural History. VII. Bd., London 1904, pag. 529, fig. 337) gemessen.

Thoracopterus, *Gigantopterus* und *Dollopterus*, die drei Flugfischgattungen der Trias, reihen sich also nach ihren relativen Flügellängen zwischen die Exocoeten ein. Die Flossenlänge von *Gigantopterus Telleri* ist nicht ganz sicher zu bestimmen, weil die in ihrer ganzen Länge erhaltene Brustflosse zusammengequetscht ist; die Länge des ersten Brustflossenstrahles bei *Dollopterus* wird von Compter[1]) mit 10 *cm* angegeben; die Körperlänge (ohne Caudalis) dürfte etwa 16 *cm* betragen haben, denn an der 14 *cm*[2]) langen Platte fehlt die vordere Schädelpartie, deren Länge mit etwa 2 *cm* veranschlagt werden darf.

6. Bau, Form und Funktion der Caudalis.

I. Bei spitzflossigen Flugfischen.

Die Schwanzflosse von *Exocoetus* ist durch eine enorme Vergrößerung des unteren Lappens ausgezeichnet, wie sie sich in gleicher Stärke bei keinem anderen schwimmenden Tiere wiederfindet. F. Ahlborn[3]) hat diesen Schwanzflossentypus als hypobatisch bezeichnet, im Gegensatze zu dem Typus mit vergrößertem oberen Caudallappen, der epibatischen Schwanzflossenform.

Da auch *Thoracopterus Niederristi* in ausgezeichneter Weise den hypobatischen Typus der Caudalis besitzt, so wollen wir der Frage nach der Funktion der Caudalis bei diesen Formen näher treten.

F. Ahlborn vertrat im Gegensatze zu F. E. Schulze[4]) die Meinung, daß die epibatischen Schwanzflossen Merkmale von Tieren sind, welche am Grunde des Wassers leben, während die Hypobatie des Schwanzruders die Tiere für das Schwimmen in den obersten Wasserschichten besonders geeignet macht.

Die Epibatie der Caudalis ist weitaus häufiger als die Hypobatie anzutreffen; epibatisch sind z. B. die Störe, Selachier sowie die ältesten Aktinopterygier, hypobatisch unter anderem die Ichthyosaurier[5]) und Thalattosuchier[6]). Unter den jüngeren Aktinopterygiern sind epibatische Schwanzflossen sehr selten und sie erreichen niemals die hohen Grade der Ausbildung[7]) wie bei den älteren Vertretern dieser Ordnung; in

[1]) C. Compter. Ein Beitrag zur Paläontologie des oberen Muschelkalkes. Zeitschr. f. Naturwiss., 64. Bd., Leipzig 1891, pag. 43.

[2]) C. Compter. Ibidem, pag. 41.

[3]) F. Ahlborn. Über die Bedeutung der Heterocerkie und ähnlicher unsymmetrischer Schwanzformen schwimmender Wirbeltiere für die Ortsbewegung. Zeitschr. f. wiss. Zool., LXI, 1. Heft, 1895, pag. 1, Taf. I.

[4]) F. E. Schulze. Über die Abwärtsbiegung des Schwanzteiles der Wirbelsäule bei Ichthyosauren. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss., 15. Nov. 1894, pag. 1133.

[5]) O. Jaekel. Eine neue Darstellung von *Ichthyosaurus*. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 56. Bd., 1904, Märzprotokoll, pag. 26.

[6]) E. Fraas. Die Meerkrokodilier (*Thalattosuchia*) des oberen Jura unter spezieller Berücksichtigung von *Dacosaurus* und *Geosaurus*. Palaeontographica, XLIX, 1902, pag. 1, Taf. I—VIII.

[7]) Eine deutlich epibatische, aber sehr kleine Caudalis besitzt *Coilia clupoides*.

vielen Fällen wird, dem Gesetze der Irreversibilität der Entwicklung folgend, eine sekundäre Epibatie in anderer Weise als bei der primären Epibatie hergestellt, wofür *Amphisyle* ein treffliches Beispiel bildet.

Es steht nunmehr zweifellos fest, daß der Flug der Fische nur durch die Wrickbewegung der starken Schwanzflosse ermöglicht wird, die den Fisch aus dem Wasser emportreibt; dann erst breiten sich die paarigen Flossen als Fallschirme aus. Die Vorwärtsbewegung der Caudalis ist bei den Exocoeten also weder nach unten noch geradeaus, sondern nach aufwärts gerichtet. Infolge der stärkeren Bewegung des größeren Caudallappens wird das hintere Körperende nach unten gedrückt und der Fisch schießt mit großer Schnelligkeit aus dem Meere empor. Daß beim Wiedereintauchen der Caudalis in das Wasser die Flosse sofort wieder zu arbeiten beginnt, wenn noch der vordere Teil des Körpers ober Wasser ist, und daß dann der Fisch sofort wieder in die Höhe schnellt, ist wiederholt beobachtet worden.

Die Hypobatie der Schwanzflosse von *Thoracopterus* ist eine konvergente Anpassung an die Lebensweise, welche *Exocoetus* führt. Der untere Caudallappen übertrifft den oberen beträchtlich in der Breite, Stärke und Länge der Strahlen (vgl. Fig. 1). Außer dieser Vergrößerung lassen sich aber bei den Flugfischen der Trias und den lebenden Exocoeten einige weitere gemeinsame Merkmale in der Schwanzflosse nachweisen.

An einem skelettierten Exemplar des *Exocoetus bicolor Cuv. Val.* (ohne Fundortsangabe) im zoologischen Museum der Wiener Universität läßt sich feststellen, daß der obere und untere Caudallappen durch eine ziemlich weite Spalte getrennt sind. Beim lebenden Tiere sind beide Lappen von einer gemeinsamen Flossenhaut umhüllt. Gleichwohl scheint das Vorhandensein dieser Spalte dafür zu sprechen, daß der untere Caudallappen in seinen Bewegungen vom oberen zum Teil wenigstens unabhängig ist. Ganz dieselbe Erscheinung zeigt nun die Caudalis von *Thoracopterus Niederristi*. Der Raum zwischen dem oberen und unteren Caudallappen hat hier eine langgestreckt dreieckige Gestalt; an der Basis sind bei dem Original des *Pterygopterus apus Kner* aus Raibl die beiden Lappen 1 *mm* voneinander entfernt, doch rücken die Strahlen gegen hinten bis auf 0·3 *mm* zusammen. Sehr beachtenswert ist die Form des Körperrandes bei *Thoracopterus;* der schuppenbedeckte Teil setzt sich in der unteren Körperhälfte weiter nach hinten fort als in der oberen (Fig. 1).

Auch in der relativen Strahlenstärke der Caudallappen besteht zwischen *Thoracopterus* und *Exocoetus* eine auffallende Uebereinstimmung; bei beiden Formen sind die den unteren Rand der Schwanzflosse bildenden Strahlen beträchtlich verstärkt und das gleiche gilt für *Gigantopterus Telleri*.

Pantodon Buchholzi weicht im Baue der Caudalis von *Exocoetus* und *Thoracopterus* weit ab. Die Schwanzflosse dieser Type besitzt jedoch bedeutende relative Größe (vgl. Fig. 12) und ohne Zweifel wird der Fisch nur durch die Wrickruderschläge der kräftigen Caudalis aus dem Wasser emporgeschnellt. Mit Rücksicht auf die merk-

würdige Form der Caudalis wäre es von größter Wichtigkeit, etwas Näheres über den Flug dieses westafrikanischen Süßwasserfisches zu erfahren; ihre Form spricht für eine benthonische Lebensweise der Vorfahren von *Pantodon.*

II. Bei rundflossigen Flugfischen.

Die Schwanzflosse von *Dactylopterus* ist nach ganz verschiedenem Typus als bei *Exocoetus* gebaut. Von einer so stark ausgesprochenen Hypobatie, wie sie für *Exocoetus* und *Thoracopterus* charakteristisch ist, finden wir bei *Dactylopterus* nichts; oberer und unterer Caudallappen bestehen aus der gleichen Anzahl von Strahlen. Es ist sogar der obere Caudallappen bei dem mir vorliegenden Exemplar von *Dactylopterus communis* ein wenig größer und länger als der untere. Im oberen Lappen sind vier, im unteren nur drei Strahlen dichotom geteilt; die Strahlen sind sehr kräftig und zeigen reiche Gliederung.

Oberer und unterer Caudallappen werden beiderseits von je einem langgestreckten, sehr starken Stützknochen gehalten; diese vier im Querschnitt ⊥-förmigen Stützknochen gehen aus den vier Kanten hervor, welche sich in der Caudalregion von *Dactylopterus* entwickeln. Ohne Zweifel dienen diese Knochen als sehr kräftige Stützapparate der Caudalis, was namentlich daraus hervorgeht, daß sie nach dem Prinzip der T-Träger gebaut sind, welche größte Tragkraft mit geringstem Materialverbrauch verbinden.

Die Form der Schwanzflosse erklärt sich aus der Abstammung von *Dactylopterus*; wie wir später zeigen werden, sind die Vorfahren von *Dactylopterus* benthonisch lebende Fische und höchstwahrscheinlich schlechte Schwimmer gewesen, welche sich in Klüften und Spalten der Korallenriffe oder auf seichtem Boden aufhielten. Die Caudalis kann durch Wrickbewegung dem *Dactylopterus* keine so große Schnelligkeit erteilen als die Caudalis von *Exocoetus*; immerhin genügt sie, um den Fisch aus dem Wasser emporzuwerfen. Um den Fisch schräg im Wasser emporzutreiben, scheinen die Ventralen mitwirken zu müssen. Die Ventralen sind bei *Dactylopterus* sehr weit nach vorn gerückt; werden sie nach hinten und unten schräg ausgespreizt, so muß der Fisch, vorwärts getrieben durch die Bewegung der Caudalis, schief in die Höhe steigen, weil der gegen die Ventralen gerichtete Gegendruck des Wassers den vorderen Teil des Körpers emporhebt. Ist einmal durch diese Steuerung der Ventralen der Körper schräg nach oben gerichtet, so wird der schräge Aufstieg durch die flache Ventralseite des Körpers unterstützt, indem der Gegendruck des Wassers auf die ganze breite Ventralfläche wirkt und den Vorderteil gleichfalls in die Höhe treibt.

Auf diese Weise wird bei *Dactylopterus* der Mangel einer hypobatischen Caudalis ausgeglichen und der Fisch schräg in die Luft geworfen, wo er die großen Brustflossen ausbreitet und nach Art der Exocoeten über die Oberfläche des Meeres dahinschwebt.

7. Die Entstehung der Flugfische.

A. Die Theorie von K. Moebius (1878).

Mit der Frage der Herkunft und Entstehung der lebenden Flugfische hat sich K. Moebius zuerst eingehender beschäftigt. Er vertritt die Meinung, daß die Fische mit großen Fallschirmflossen durch langsam fortschreitende Anpassung aus Formen entstanden sind, welche sich in oberflächlichen, stark durchlüfteten Wasserschichten aufzuhalten pflegten. „Bei solchen bildete sich daher das Bedürfnis nach Luft so stark aus, daß sie sich besonders behaglich fühlten, wenn sie bei kräftigen Schwimmbewegungen auf Augenblicke über das Wasser fuhren, wie dies bei uns die Uklei (*Alburnus lucidus Heck.*) tun oder die kleinen silberglänzenden Sprotteln (*Spratelloides delicatulus Benn.*) an der Küste von Mauritius, welche dort zuweilen in dichten Scharen von Hunderten, in mehreren rasch aufeinanderfolgenden Bogen, über den ruhigen Meeresspiegel der Binnenriffe springen.“

Durch die häufig geübte Gewohnheit, Sprünge über die Wasseroberfläche auszuführen, werden nach der Ansicht von Moebius die Seitenrumpfmuskeln in kräftige und häufige Kontraktionen gesetzt und daher außergewöhnlich gestärkt. Wenn bei jedem Sprunge die Flossen ausgespannt wurden, so mußten auch deren Muskel verstärkt und durch die Steigerung der Blutzirkulation mehr Bildungsstoffe als sonst den Flossenstrahlen zugeführt, die Flossen selbst daher verstärkt und vergrößert werden.

Moebius steht also mit seiner Hypothese auf dem Boden der unmittelbaren mechanischen Anpassung, ein Standpunkt, welcher in dieser Form durchaus zu billigen ist. Die Ausbildung der schnellen und vorzüglichen Flieger unter den Flugfischen schreibt Moebius jedoch einer Auslese im Kampfe ums Dasein zu; die schnelleren Flieger konnten ihren Feinden besser entrinnen als die schlechteren. Schon Darwin weist darauf hin, daß niemand bei einem noch höheren Spezialisationsgrad der fliegenden Fische auf den Gedanken kommen würde, daß sie in „früherer Zeit Bewohner des offenen Meeres gewesen seien und ihre beginnenden Flugorgane, wie uns jetzt bekannt, nur dazu gebraucht haben, dem Rachen anderer Fische zu entgehen“ [1]).

Die Moebiussche Hypothese nimmt an, daß die lebenden Flugfische von pelagischen Formen abstammen, die relativ kleine Flossen besessen haben. Wenn wir aber bedenken, daß grosse Flossen nicht nur den Flugfischen zukommen, sondern auch bei anderer Lebens- und Bewegungsart in verschiedenen Familien wiederkehren, so müssen wir uns mit der Frage beschäftigen, ob die fliegenden Fische pelagisch lebende Vorfahren besaßen oder ob nicht etwa die großen Flossen von einer anderen Lebensweise her übernommen und sekundär zu Fallschirmorganen ausgebildet worden sind. Zu diesem Zwecke wollen wir versuchen, die wichtigsten Typen unter den großflossigen Fischen herauszugreifen und die Art ihrer Flossenvergrößerung im Zusammenhang mit ihrer Lebensweise zu betrachten.

---

[1]) Ch. Darwin, Entstehung der Arten, 4. Aufl., pag. 201.

B. Vergrösserungen der paarigen Fischflossen.

I. Verlängerung einzelner Flossenstrahlen.

1. In der Pectoralis:

Beispiele:

Coilia	*Galeoides*
Chilodactylus	*Bathypterois*
Pterois	*Chirothrix*
Pentanemus	*Dactylopogon.*
Polynemus	

2. In der Ventralis:

Beispiele:

Cryodraco	*Mene*
Bathypterois	*Semiophorus*
Bregmaceros	*Histiophorus*
Photostomias	*Phycis*
Dolloa	*Osphromenus*
Regalecus	*Trachypterus*
Notosema	*Pantodon.*

3. Funktion der verlängerten Flossenstrahlen.

Die verlängerten einzelnen Strahlen haben bei den verschiedenen Typen verschiedene Funktionen. Nach L. Dollo[1]) lassen sich drei Typen unterscheiden:

a) Verlängerte Strahlen, fadenförmig.
Funktion: Tastorgan.
Beispiele: *Phycis*, *Dolloa.*

b) Verlängerte Strahlen, steif, zugespitzt.
Funktion: Ruderorgan.
Beispiele: *Bregmaceros*, *Photostomias.*

c) Verlängerte Strahlen, steif, spatelförmig.
Funktion: Sexuell?
Beispiele: *Cryodraco, Bathypterois.*

4. Aufenthaltsort der Fische mit verlängerten einzelnen Strahlen in den paarigen Flossen.

Über die Lebensweise dieser Fische sagt A. Günther[2]): „Whenever we find in a fish long delicate filaments, developed in connection with the fins or the extremity of the tail, we may conclude that it is an inhabitant of still water and of quiet habits. Many deep-

[1]) L. Dollo. Poissons. Expédition antarctique Belge. Anvers 1904, pag. 228.
[2]) A. Günther. Introduction to the Study of Fishes, 1880, pag. 303.

sea fishes (*Trachypteridae*, *Macruridae, Ophidiidae*, *Bathypterois*) are provided with such filamentous prolongations, the development of which is perfectly in accordance with their sejourn in the absolutely quiet waters of abyssal depths.“

5. Vergleich mit den Flugfischen.

Die Verlängerung einzelner Strahlen — in den Brustflossen oder Bauchflossen — steht weder in physiologischem noch in phylogenetischem Zusammenhang mit der Flossenvergrößerung von *Exocoetus* und *Dactylopterus*. Die Verlängerung betrifft keineswegs immer den gleichen Strahl, sondern verschiedene. In der Brustflosse sind entweder nur die obersten Strahlen verlängert (*Coilia*) oder ein mittlerer, wie der fünfte Strahl (*Chirothrix*), oder die oberen und unteren, während die mittleren verkürzt bleiben (*Bathypterois*), oder nur die untersten (*Pentanemus*). Ebenso betrifft die größte Verlängerung einzelner Strahlen in der Bauchflosse[1]) entweder den ersten Strahl (*Photostomias*, *Dolloa, Regalecus*), oder den zweiten (*Bathypterois*, *Bregmaceros, Mene*, *Phycis*), oder den dritten (*Cryodraco, Notosema*), oder es sind mehrere von gleicher Länge (*Pantodon*).

II. Vergrösserung der ganzen Flosse.

a) Brustflossen.

1. Verbreiterung der Flossenbasis.

a) Verbreiterung der Brustflossen an ihrer Basis.

Beispiele: *Squatina, Cyclobatis.*

b) Verbreiterung der Basis, Längenzunahme.

α) Flossen am Ende abgerundet.
Beispiele: *Raja*, *Urolophus.*

β) Flossen am Ende zugespitzt.
Beispiele: *Dicerobatis*, *Aëtobatis.*

2. Längenzunahme der Flossen ohne wesentliche Verbreiterung der Basis.

α) Flossen am Ende abgerundet.
Beispiele: *Scorpaena*, *Trigla*, *Platycephalus*, *Dactylopterus*, *Leptoscopus*, *Pegasus*, *Tachynectes.*

β) Flossen am Ende zugespitzt.
Beispiele: *Exocoetus*, *Thoracopterus*, *Dollopterus.*

b) Bauchflossen.

1. Verbreiterung der Flossenbasis, Verlängerung unbedeutend.

Beispiel: *Sclerorhynchus.*

---

[1]) L. Dollo. Poissons. Expéd. antarct. Belge, l. c. pag. 228.

2. Verlängerung der Flossen ohne Verbreiterung der Basis.

a) Bauchflossen kleiner als Brustflossen.
Beispiel: *Exocoetus.*

b) Bauchflossen größer als Brustflossen.
Beispiel: *Gastrochisma.*

c) Bauchflossen enorm vergrößert.
Beispiel: *Chirothrix.*

c) Die Beschaffenheit der Flossenstrahlen bei grossflossigen Fischen.

Die oben als Beispiele angeführten Fische lassen sich nach der Beschaffenheit der Flossenstrahlen in zwei Gruppen teilen; die eine umfaßt jene Formen, deren Flossen durch kräftige, in geringem Maße gegabelte Strahlen gestützt werden, während in der zweiten Gruppe die Typen mit schwachen, gegen ihr Ende vielfach gegabelten und reich gegliederten Strahlen zu vereinigen sind. In der ersten Gruppe stehen alle tectospondylen Selachier mit großen Flossen, die *Scorpaenidae, Cottidae* und *Pegasidae;* in der zweiten Gruppe stehen als Formen mit sehr reich gegliederten und bis viermal gegabelten Strahlen: *Thoracopterus, Gigantopterus, Chirothrix, Dollopterus, Exocoetus; Dactylopterus* besitzt dagegen kräftige, ungegliederte Strahlen.

Die Strahlen von *Dactylopterus* sind jedoch zarter gebaut, als dies bei den *Cottidae, Scorpaenidae* usw. der Fall ist.

C. Lebensweise der grossflossigen Fische.

Alle Fische, welche einen von oben nach unten stark komprimierten Körper besitzen (z. B. Rochen), sind Bodenbewohner. Bei solchen Bodenbewohnern kommt es häufig zur Ausbildung großer und starker Brustflossen, die entweder die Lokomotion übernehmen (Rochen) oder zum Aufstützen und Festhalten dienen (*Scorpaenidae, Cottidae*).

Man war früher vielfach der Meinung, daß ein Scorpaenide, *Pterois volitans L.*, eine Lebensweise wie der Flugfisch führt, das heißt seine ungewöhnlich vergrößerten Flossen als Fallschirmapparate benutzt. Aber schon Cuvier und Valenciennes berichtigten diesen Irrtum; bei genauerer Betrachtung dieses Fisches sieht man, daß die großen Strahlen der Brustflossen untereinander nicht wie bei *Exocoetus* oder *Dactylopterus* durch eine Flughaut verbunden, sondern voneinander zum größten Teil getrennt sind, wovon ich mich an einem Exemplar von Neuguinea im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien überzeugen konnte. *Pterois volitans* lebt benthonisch und hat bei dieser Lebensweise gleichfalls bedeutende Flossengröße erreicht.

Auch die Gattung *Apistus* besitzt enorm vergrößerte Pectoralen, von welchen Günther[1]) sagt: „These fishes are very small, but of interest on account of the prolongation of their pectoral fins, which

[1]) A. Günther. Introduction etc., pag. 416.

indicates that they can take long flying leaps out of the water. Howewer, this requires confirmation by actual observation."

Es ist mir nicht bekannt, daß neuere Beobachtungen diese Vermutung bestätigt haben. Ein Exemplar von *Apistus alatus Cuv. Val.* von Tokio (im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien) besitzt sehr lange, *Exocoetus*-ähnliche Pectoralen, aber sie sind an den Rändern ebenso tief zerschlitzt wie bei *Pterois*; auch dieser Fisch lebt benthonisch und die großen Flossen sind offenbar eine Anpassung an diese Lebensweise.

Der kleine *Pegasus volans L.* ist ebenso wie *P. draconis*, *P. natans* und *P. lancifer* ein Grundfisch der Litoralzone; er ist nie im „Fluge" beobachtet worden.

Auch die großflossigen Cottiden sind benthonische Typen; man kann also feststellen, daß die Entwicklung großer Flossen mit der benthonischen Lebensweise in innigem Zusammenhange steht.

Eine zweite Gruppe großflossiger Fische wird durch die Typen mit enorm vergrößerten Ventralen repräsentiert (*Gastrochisma*, *Chirothrix*). *Gastrochisma melampus* ist ebenso wie *Nomeus Gronovii* eine pelagische Type. Sehr auffallend ist das Vorhandensein einer medianen Bauchtasche bei diesen beiden Gattungen; es deutet dies darauf hin, daß die großen Ventralen in der Falte verborgen werden, um eine schnellere Fortbewegung zu ermöglichen, denn große, von vielen feinen Strahlen durchzogene Flossen hindern beim Schwimmen. Darum legen auch die Exocoeten die großen Fallschirmflossen beim Schwimmen dicht an den Leib. Die dritte Gruppe großflossiger Fische wird durch die lebenden Flugfische repräsentiert. Sie leben pelagisch und gehen, wie es scheint, nur zur Laichzeit in großen Scharen an die Küste.

Wir erhalten daher folgende Übersicht:

Lebensweise	Vergrößerte Flossen	Beispiele	Geologisches Alter
Benthonisch	Pectoralen	*Myliobatidae: Dicerobatis* *Scorpaenidae: Pterois* *Cottidae: Platycephalus* *Pegasidae: Pegasus* *Trachinidae: Leptoscopus* *Scopelidae: Tachynectes* [1])	Holocän " " " " Kreide
Flugfische	Pectoralen	*Cataphracti: Dactylopterus* *Semionotidae: Dollopterus*	Holocän Trias
	Pectoralen und Ventralen	*Scombresocidae: Exocoetus* *Pholidophoridae: Thoracopterus*	Holocän Trias
Pelagisch	Ventralen	*Scombridae: Gastrochisma* *Chirothricidae: Chirothrix*	Holocän Kreide

[1]) Unter den Arten der Gattung *Tachynectes* fällt besonders *Tachynectes macrodactylus* durch die Größe der Pectoralen auf. (W. von der Marck, Palaeontographica, XI, 1893, pag. 51, Taf. IX, Fig. 1, 2.) Der Körper dieses Fisches, der wahrscheinlich zu den Scopeliden gehört (A. Smith-Woodward, Catalogue of the Fossil Fishes etc., IV, pag. 270), zeigt jene Körpertype, welche wir bei

D. Die Entstehung der Flugfische.

Welche Lebensweise müssen wir also für die Vorfahren der lebenden und fossilen Flugfische annehmen? Waren es benthonische Typen oder haben wir Anhaltspunkte für die Moebiussche Hypothese, der alle Flugfische von pelagischen Vorfahren ableitet?

Wir müssen unter den Flugfischen zwei Typen scharf getrennt halten:

I. *Dactylopterus*-Typus.

Schwanzflosse homocerk, schwach ausgeschnitten, nicht hypobatisch — Rückenflosse und Afterflosse groß — Ventralis klein — Brustflosse einen breiten Discus bildend, rund — vor der Brustflosse ein getrenntes Strahlenbündel — Brustflossenstrahlen ungegabelt, ungegliedert — Schädel parallelepiped, mit sehr starken Knochenplatten bedeckt — Körper von oben nach unten komprimiert.

a) Lebende Type: *Dactylopterus.*

b) Fossile Typen: unbekannt.

II. *Exocoetus*-Typus.

Schwanzflosse stark hypobatisch, tief ausgeschnitten — Rückenflosse und Afterflosse weit nach hinten gerückt, gegenständig oder die Afterflosse weiter hinten gelegen — Ventralis groß — Brustflosse lang, schmal, spitz oder schwach abgerundet — Brustflossenstrahlen reich gegabelt und gegliedert — Schädel oben abgeflacht — Körper schwach oder gar nicht von oben nach unten komprimiert.

a) Lebende Type: *Exocoetus.*

b) Fossile Typen: *Thoracopterus*, *Gigantopterus*, *Dollopterus.*

Obwohl *Pantodon* in seiner Körper- und Flossenform beträchtlich von diesen beiden Typen abweicht, so kann man ihn doch nicht als einen prägnanten Flugfischtypus ansehen, da die Anpassung an den Flug bei diesem Süßwasserfisch noch keine durchgreifenden Veränderungen seiner Organe herbeigeführt hat. Die Vorfahren von *Pantodon* haben wahrscheinlich benthonisch gelebt.

Der *Dactylopterus*-Typus hat so viele gemeinsame Züge mit benthonisch lebenden Fischen, wie den Scorpaeniden, Pegasiden oder Cottiden, daß an der benthonischen Lebensweise der Vorfahren dieses Flugfisches wohl kein Zweifel bestehen kann.

Macrurus und *Coilia* antreffen. Auch bei *Tachynectes* ist die Schwanzflosse wie bei *Macrurus, Coilia* und anderen nach diesem Typus gebauten Fischen (L. Dollo, Poissons antarctiques. Anvers 1904, pag. 237—239) sehr reduziert. Dazu kommt die Reduktion der Beschuppung bei *Tachynectes.*

Tachynectes war höchstwahrscheinlich eine benthonische Type. Dafür spricht 1. der macruriforme Körper, 2. die Reduktion der Caudalis, 3. die Reduktion der Beschuppung, 4. die große Pectoralis. Als Ausgangstypus für Fallschirmfische kann *Tachynectes* nicht in Betracht kommen, da die bei Fallschirmfischen ausnahmslos sehr kräftige Caudalis hier stark reduziert ist.

Die starke Beschuppung, die Form des Kopfes und seine Bedeckung mit panzerartigen Knochen, die Form der Caudalis, der Dorsalis und der Analis, die abgerundete Form der Pectoralis, die kräftigen Strahlen derselben, das separierte Strahlenbündel am Vorderrande der Brustflosse und endlich die ganze Körperform — alle diese Charaktere finden wir bei Grundfischen, wie zum Beispiel unter den Cottiden bei Trigla, wieder.

Die Ausbildung der Flugfähigkeit bei *Dactylopterus* mag dadurch zu erklären sein, daß sich die in seichtem Wasser lebenden benthonischen Vorfahren vor Feinden zu retten versuchten und dabei zuweilen aus dem Wasser emporschnellten. Die schon bei der benthonischen Lebensweise stark vergrößerten Flossen bildeten ausgespannt einen vorzüglichen Fallschirm, der sich durch fortdauernden Gebrauch immer vollkommener an den Flug anpaßte, die schon während des benthonischen Lebens eingeschlagene Spezialisationsrichtung orthogenetisch fortsetzend.

Der *Exocoetus*-Typus zeigt dagegen keine Beziehungen zu benthonischen Formen. Für die Entstehung dieser Flugfische muß wohl die Moebiussche Annahme in Geltung bleiben, nach welcher die Vorfahren der Exocoeten — und dasselbe gilt für die triadischen Flugfische — kleine Formen waren, welche durch häufiges Emporschnellen aus dem Meere die Flugfähigkeit ausbildeten. Ahlborn[1]) macht darauf aufmerksam, daß am Unterkiefer mancher *Exocoetus*-Arten ein kurzer, kinnartiger, schiffspornähnlicher Vorsprung zu beobachten ist; solche Verlängerungen des Unterkiefers sind unter den Scombrescociden bei *Hemirhamphus* vorhanden.

Es ist nun eine Beobachtung von höchstem Interesse, für deren Mitteilung ich Herrn Kustos F. Siebenrock sehr zu Dank verpflichtet bin. Siebenrock hat bei Massaua wiederholt *Hemirhamphus* beobachtet, wie er nach Art der Exocoeten aus dem Wasser emporschnellte, aber nach kurzer Entfernung wieder in das Meer zurückfiel.

In Verbindung mit den erwähnten Unterkieferformen einiger *Exocoetus*-Arten ist diese Beobachtung von großer Wichtigkeit, da sie die Annahme sehr wahrscheinlich macht, daß die Gattung *Exocoetus* von *Hemirhamphus*-artigen Typen abstammt. Das Emporschnellen aus dem Wasser wurde durch die hypobatische Schwanzflosse in außerordentlicher Weise erleichtert; bei vielen Scombresocoiden ist eine hypobatisch gebaute Caudalis vorhanden. Durch die Lebensweise der Flugfische wurde natürlich der untere Caudallappen infolge vermehrten Gebrauches bedeutend verstärkt, woraus sich die Schwanzflossenform der Exocoeten erklärt.

Die Vorfahren der Exocoeten waren also offenbar sehr kleine Fische mit hypobatischer Caudalis, verlängertem Unterkiefer und großen Augen, einer bei pelagischen Fischen häufigen Erscheinung, und näherten sich wohl am ehesten dem *Hemirhamphus*-Typus unter den Scombrescociden.

Fassen wir zusammen. Die großen Differenzen im Körperbaue der beiden Flugfischtypen beweisen, daß ihre Vor-

[1]) F. Ahlborn. Der Flug der Fische. Hamburg 1895, pag. 2.

fahren verschiedene Lebensweise führten: die Vorfahren von *Dactylopterus* eine benthonische, die Vorläufer von *Exocoetus* eine pelagische. Nach diesem zweiten Typus sind auch die fossilen Flugfische gebaut, von welchen wir bisher nur aus der Triasformation drei Gattungen kennen gelernt haben. Die Übereinstimmung der Körperform der fossilen Flugfische und Exocoeten beweist, daß die Umformung dieser nicht näher verwandten Typen nach mechanischen Gesetzen erfolgte, die seit den ältesten Zeiten organischen Lebens auf der Erde bis in unsere Tage fortdauern.

Inhaltsübersicht.

Dritter Abschnitt.

Biologischer Teil.

Die Cephalopodengebisse aus dem schlesischen Neocom.

(Versuch einer Monographie der Rhyncholithen.)

Von Dr. Alfred Till.

Mit 2 Tafeln (Nr. IV und V) und 22 Figuren im Text.

Einleitung.

Mein hochverehrter Lehrer, Professor Uhlig, hat die Cephalopodenfauna des schlesischen Neocoms nach dem Material der Hoheneggerschen Sammlung (jetzt bayrischen Staatssammlung in München) und der Fallauxschen Sammlung in zwei Bänden (1883 und 1891) eingehend beschrieben und bei dieser Gelegenheit auch Reste von Cephalopodengebissen entdeckt in solcher Zahl und von so guter Erhaltung, daß sie ihm einer eigenen Studie wert erschienen. Mein erstes Dankeswort gilt diesem Gelehrten einerseits dafür, daß er die vertrauensvolle Freundlichkeit hatte, mir die Bearbeitung dieser interessanten Stücke zu übertragen, anderseits auch für die liebenswürdige Weise, in welcher er mich stets ratend unterstützt hat. Auch Herrn Professor Diener, Herrn Dr. Schaffer vom Hofmuseum und den Herrn der geologischen Reichsanstalt fühle ich mich für ihr freundliches Entgegenkommen zu ergebenstem Danke verpflichtet. Von unschätzbarem Werte war es für mich, daß ich dem Studium der fossilen Gebisse im steten Vergleiche mit dem rezenten *Nautilus*-Schnabel obliegen konnte; ich verdanke diesen Vorteil der uneigennützigen Liberalität des Herrn Professors Grobben, welcher mir auf Kosten eines wertvollen Präparats das erbetene Hilfsmittel gewährte, womit ich hiermit den wärmsten Dank ausspreche.

Literaturverzeichnis.

Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (natura history). Part. II by A. H. Foord, London 1891, pag. 860—377.

Alle dort angeführten Werke und außerdem:

V. Uhlig. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der kais. Akademie, Wien, Bd. 46, 1883.

— Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. Ibidem. Bd. 72, 1901.

K. v. Zittel. Grundzüge der Paläontologie, 1903.
Giebel. Fauna der Vorwelt, III/1 Cephalop. 1852.
Neues Jahrbuch 1847. Giebel an Bronn.
Bronn. *Lethaea geognostica* II. 1851/52.
Sacco. Fortsetzung der Arbeit Bellardis: I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. XXX. 1904.
Bulletin of the united states geological survey. Washington 1895. Nr. 133.
Vezmir XXVI, 1896, pag. 228, Fig. 61.
Zool. Bulletin. Vol. I, 1897: Notes on the anatomy of Nautilus Pompilius.
Bruhl. Cephalopodenanatomie. Wien 1891.
F. J. Pictet. Traité de Paléontologie. Tom. II s. Atlas. Paris 1854.
Palaeontographia Italica, IV. Bd. 1898.

I. Geschichte der Rhyncholithenfrage.

Da diese Arbeit eine Monographie der fossilen Cephalopodengebisse darstellen soll, insoweit dies nach einem immerhin beschränkten Material möglich ist, so sei ein historischer Abriß vorausgeschickt.

Die Literatur über den Gegenstand ist nahezu vollständig im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums verzeichnet, auch wird dort eine Geschichte der Rhyncholithenfrage gegeben. Das dort Fehlende und die chronologische Übersicht seien hier ergänzt.

1819 [1]) begründet Faure-Biguet die Gattung *Rhyncholithes* und hält die unter diesem Namen beschriebenen Fossilien für Cephalopodengebisse, wahrscheinlich mit *Sepia* verwandten Tieren zugehörig.

1820. Schlotheims Ansicht, daß es sich hierbei um *Balanus*-Schalen handle, bedeutet danach einen Rückschritt in der Erkenntnis. Sein Name *Lepatites* hat keine Berechtigung.

1824 beschreibt Gaillardot ohne Namengebung zwei Charaktere fossiler Kiefer.

1825 teilt d'Orbigny die Gattung *Rhyncholithes* in zwei Gruppen: *a*) *espèces à capuchon, b*) *espèces sans capuchon* und begründet, daß sie den Nautilen und nicht Sepien angehörten.

1827 läßt Blainville den Namen *Rhyncholithes* nur für die „*espèces à capuchon*“ gelten und begründet für d'Orbignys zweite Gruppe die Gattung *Conchorhynchus.*

1832 erscheint Owens Monographie des rezenten *Nautilus pompilius.* Die Arbeit wurde später von Paläontologen viel benutzt, da das Nautilustier bis vor kurzem nur in wenigen Exemplaren vorhanden war, ja sogar heute noch einen wertvollen Schatz der Museen bildet. Owen bewies als erster die große Ähnlichkeit des im *Nautilus*-Oberkiefer enthaltenen Kalkstückes mit dem *Rhyncholithes Faure-Biguet.*

1836 identifiziert desungeachtet Römer die Rhyncholithen wieder mit *Sepia*-Schnäbeln.

---

[1]) Ob dieses bei allen späteren Autoren zitierte Datum oder, wie der Cephalopodenkatalog angibt, 1810 das Begründungsjahr ist, konnte ich nicht ermitteln, da Faure-Biguets Werk nicht mehr vorhanden zu sein scheint.

1836 betont Buckland nach eingehendem Vergleiche abermals die augenscheinliche Verwandtschaft der fossilen Rhyncholithen und Conchorhynchen mit Ober- und Unterkieferstücken des rezenten *Nautilus.*

1839 beschreibt Münster[1]) von beiden „Gattungen" einige Exemplare, an denen die Flügelfortsätze noch erhalten sind. Er will im *Rhyncholithes duplicatus* eine Übergangsart der *„espèces sans capuchon"* (d'Orb.) zu den *„espèces à capuchon"* gefunden haben.

1842 beschreibt Hagenow den ersten Kreiderhyncholithen: *Rh. cretaceus.*

1845/47 gibt d'Orbigny mehrere paläontogische Werke heraus, in welchen nicht nur zahlreiche „Arten" fossiler Cephalopodenschnäbel begründet werden, sondern auch zwei neue Gattungen: *Rhynchotheutis* und *Palaeotheutis* aufgestellt werden und die Gattung *Rhyncholithes* mit *Nautilus*-Schnäbeln direkt identifiziert wird.

Leider sind in allen Arbeiten d'Orbignys gerade die auf Cephalopodengebisse bezüglichen Tabellen nicht erschienen: Die „Mollusques" sollten dem Text gemäß die entsprechenden Abbildungen auf Tafel 38 und 39 enthalten, doch endigt der Atlas schon mit Tafel 29. Die „Pal. française" sollte sie in zwei Supplementen bringen, von denen keines erschienen ist, und die „Pal. universelle" ermangelt gerade der Tafeln 78—84, welche die hierhergehörigen Schnäbel zeigen sollten. Der „Cours élémentaire" enthält eine einzige Art *Rhynchotheutis Asterianus* und der „Prodrome" überhaupt keine Abbildungen.

1849 faßt Queenstedt wieder alle Formen fossiler Cephalopodenkiefer unter dem Namen *Rhyncholithes F.-B.* zusammen, nennt also auch den *Conchorchynchus „Rhyncholithes avirostris"*; er bezweifelt als erster die Existenz der *„becs sans capuchon" d'Orb.* und eines Übergangsgliedes von diesen zu den *„becs à capuchon"* (s. Münster); hingegen will er im *Rhyncholithe aigu Blainville* den Übergang zu den *Sepia*-Schnäbeln erblicken und hat trotz Owens Arbeit über die Unterscheidung von Ober- und Unterkiefer unrichtige Vorstellungen.

1851 korrigiert Müller die Namensform *Rhyncholithes* in *Rhyncholithus.*

1851/52 unterscheidet demnach Bronn die vier Gattungen *Conchorchynchus, Rhyncholithus, Rhynchotheutis* und *Palaeotheutis* und schreibt die beiden letzteren unbekannten nackten Cephalopoden zu.

1852 vereinigt Giebel wieder alle fossilen Cephalopodenschnäbel unter dem Namen *Rhyncholithes* und trennt nur die Conchorhynchen als eigene Gruppe ab; zu letzteren stellt er mit Recht auch *Rh. duplicatus Münster.*

Giebel liefert auch ein ausführliches Verzeichnis der beschriebenen Arten mit genauer Literaturangabe.

In dem genauen Verzeichnis des Cephalopodenkatalogs des Britischen Museums ist dieses ausgezeichnete Werk nicht angeführt;

[1]) Die Abbildungen scheinen nicht naturgetreu zu sein.

vermutlich deshalb, weil Giebel keine neue Art fester Schnäbel beschrieb. Hingegen wurde seine Arbeit für die vorliegende Abhandlung insofern interessant, als Giebel im Anschluß an *Trigonellites* (*Aptychus*) eine neue Gattung *Sidetes* begründete und die von Ooster aufgestellte Art *Sidetes Morloti* mit einen mir vorliegendem Fossil identisch ist.

1854 beschreibt Römer ein problematisches Fossil unter dem Namen *Rhyncholithes sella* (nicht *stella*, wie der Cephalopodenkatalog angibt).

1854 giebt auch Pictet einige Notizen, welche er d'Orbigny und Bronn entlehnt. Sie sind gegenwärtig nicht mehr haltbar.

1858 beschreiben Pictet et Loriol mehrere Arten von *Rhynchotheutis d'Orb.* aus dem Neocom. Ihr Werk ist mit trefflichen Abbildungen versehen.

Es ist dies die erste wissenschatfliche Arbeit über solcherlei Fossile, welche zu vergleichenden Bestimmungen geeignet ist.

1858 beschrieb auch Marck zwei Arten von *Rhynchotheutis* aus der westfälischen Kreide.

1860 erschien Oosters umfangreiche, aber anscheinend flüchtige Arbeit über diesen Gegenstand. Er faßt die Gattungen *Rhynchotheutis* und *Sidetes* als Unterabteilungen der allgemeinen Gruppe der Rhyncholithen was historisch nicht erlaubt ist. Überdies wurde die Gattung *Sidetes* gar nicht für Kiefergebisse begründet.

1862. Pictet et Campiche lehnen sich teils an d'Orbigny, teils an Giebel, wenn sie vier Klassen fossiler Cephalopodenschnäbel unterscheiden: *Nautilus*-Schnäbel, Conchorhynchen, Paläotheuten und Rhynchotheuten (S. Bronn).

Das Werk enthält kurze und präzise Definitionen und empfiehlt sich daher zu Bestimmungsarbeiten ebenso wie Pictet et Loriol.

1862 glaubt Rolle den ersten fossilen Cephalopodenschnabel aus dem Tertiär (von Siebenbürgen) zu beschreiben. Doch erwies sich seine *Cyclidia* als Gastropodendeckel.

1872. Fritsch teilt die Tetrabranchiata in die Gattungen *Nautilus* und *Rhyncholithus;* von letzterer beschreibt er die Exemplare aus den Koritschaner Schichten der böhmischen Kreide.

1872 teilt Bellardi die Familie der Nautilidae in die Gattungen *Nautilus* und *Rhyncholithus* und begründet die Gattung *Scaptorhynchus.*

1884 faßt Zittel in seinem „Handbuch" das über die Cephalopodengebisse Bekannte kurz zusammen, beschreibt die Kiefer des rezenten *Nautilus* und bezieht *Rhyncholithes* und *Conchorhynchus* auf fossile Nautiliden; erstere als Ober-, letztere als Unterkiefer. Jedoch auch *Rhynchotheutis* und *Palaeotheutis* hält er für Oberkieferstücke von Nautiliden. Diese Ansicht ist auch in den „Grundzügen" beibehalten. Mit mehr Recht schaltet Zittel zahlreiche Gattungen aus der Reihe fossiler Cephalopodengebisse aus, so: *Chiton Moore, Peltarion Desl., Scaphnidia Rolle, Rhynchidia Laube* und *Cyclidia Rolle.*

In der Tat ergibt der Vergleich dieser Gebilde mit fossilen Cephalopodenschnäbeln, daß sie im Gegensatze zu letzteren

1. keine Trennung von Kapuze und Schaft aufweisen,
2. keinerlei Andeutung einer Kaufläche besitzen,
3. niemals Spuren horniger Flügel besitzen und
4. asymmetrisch gebaut sind.

1891 erscheint der Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, welcher durch seine genauen Literaturangaben und die Reichhaltigkeit des beschriebenen Materials auch die Rhyncholithenfrage wesentlich förderte. Leider erscheint hier der seit d'Orbigny (1825) bestehende Brauch, alle aufgefundenen Cephalopodenschnäbel mit zwei Namen zu bezeichnen, wie alle übrigen Fossile, aufgegeben und sind die Einzelbeschreibungen allzu kurz [1]).

1904 beschreibt Sacco in Fortsetzung der Arbeit Bellardis mehrere Rhyncholithen aus dem oberitalienischen Tertiär. Er hebt die Ähnlichkeit mancher Formen mit kretazischen und jurassischen Rhyncholithen hervor, so die des

Rh. Allioni Bell. mit *Rh. simplex Fritsch*
Rh. Paronae Sacco mit *Rh. acutus Blainv.*

und bemerkt, daß Quenstedts *Rh. acutus* (Taf. 34, Fig. 17), ein *Scaptorhynchus* im Sinne Bellardis sei. Demnach käme dieser Typus bereits in Oxfordien vor. Infolge der mangelhaften Abbildungen und ungenauen Definitionen ist aber nicht mit Sicherheit zu sagen, ob Saccos Identifizierung berechtigt ist. Der Autor entscheidet nicht, ob die Rhyncholithen zu *Nautilus, Aturia*, *Sepia* oder *Spirulirostra* gehörten; es kommen jedenfalls nur die beiden erstgenannten Gattungen in Betracht.

Eine sehr interessante Tatsache können wir aus Bellardis und Saccos Werk herauslesen, ohne daß sie vermerkt stünde, nämlich das Fehlen des Typus *Rhynchotheutis* [2]) im Tertiär.

II. Über die Rhyncholithenfrage im allgemeinen.

Es ist schon aus diesem kurzen Abriß der Geschichte der Rhyncholithenfrage zu ersehen, daß die Autoren in der Auffassung, wie derlei Reste zu beschreiben seien, weit voneinander abweichen. Der eine gliedert sie als Gattungen und Arten irgendeiner Ordnung oder Unterordnung der Cephalopoden an oder stellt sie gar als gleichwertig neben andere Gattungen (z. B. Fritsch und Bellardi); der andere wieder beschreibt sie einfach, ohne überhaupt Namen zu geben (Cephalopodenkatalog).

[1]) Auf einzelne kleine Irrtümer im Text des Katalogs wird hier bei Gelegenheit hingewiesen.

[2]) Wie er im folgenden definiert wird.

Letzteres mag ja wissenschaftlich vorsichtig sein, aber praktisch ist es durchaus nicht, weder für den Geologen noch für spätere paläontologische Arbeiten über diesen Gegenstand; denn man müßte dann wohl darauf verzichten, solcherlei Funde in den Fossilverzeichnissen bestimmter Schichten kurz zu nennen und einem späteren Forscher würde der Überblick über das bereits Gefundene und Bekannte sehr erschwert.

Allerdings ist damit wissenschaftlich nicht alles getan, wenn man dem Fossil die üblichen zwei Namen gibt; dem Ziele, der Erkenntnis der Zugehörigkeit dieser Fossilien nach Gattung und Art kommt man hierdurch unmittelbar nicht näher, wohl aber mittelbar, indem man dem vergleichenden Forscher den Weg ebnet zur Erkenntnis. Ich glaube nicht, daß — wie im Cephalopodenkatalog vermutet wird — Forscher, welche die Methode der Namengebung befolgten, gewähnt hätten, die Schwierigkeit einer wissenschaftlichen Zuordnung überwunden zu haben. Und wenn ferner dort gesagt wird, das Resultat jener Methode sei ungenügend, so glaube ich nicht, daß es sich durch Beschreibungen ohne Namengebung befriedigender gestalten würde.

Allerdings ist es noch nicht klargestellt, welcherlei Unterschiede an den fossilen Gebissen (respektive Kieferstücken) den Unterschieden der einzelnen Gattungen und Arten der Cephalopoden, zu welchen sie gehören, entsprechen (s. Cephalopodenkatalog, pag. 362); man kann und soll aber, glaube ich, desungeachtet auch für die hier in Frage kommenden Fossilien die üblichen zwei Namen beibehalten und nur sich stets vor Augen halten, daß die gesamte Nomenklatur nur ein Hilfsystem ist, vermittels dessen wir wohl bequemer und leichter als ohne dasselbe zu einer Eingliederung ins natürliche System gelangen können und welches praktisch geologischen Zwecken indes auch vollauf genügt.

Es wird im folgenden zu untersuchen sein, wieviele und welche „Gattungsnamen“ Berechtigung haben. Von vornherein ist klar, daß der erste Name durchaus nicht eine bestimmte Gattung bezeichnet; er ist lediglich von größerem Umfang und kleinerem Inhalt als der zweite, welcher ihn näher bestimmt. Ein gemeinsamer „Gattungsname“ drückt nur aus, daß die darunter vereinigten Fossilien gewisse charakteristische und anscheinend wichtige Merkmale miteinander gemeinsam haben. Statt eine Gattung *Scaptorhynchus Bell.* aufzustellen, ist es entschieden vorsichtiger und berechtigter, von einem Typus dieses Namens zu sprechen etc.

Wie der erste, so hat auch der zweite Name eine rein morphologische Bedeutung, die mit dem Artbegriffe vorderhand nichts zu tun hat.

Wenn es auch wünschenswert erscheint, die Bedeutung dieses zweiten Namens möglichst eng zu fassen, so sollte man doch zur Begründung von „Arten“ (Untertypen) unseres Hilfssystems nur gut erhaltene Exemplare benutzen, da sonst mehr Verwirrung als Klärung geschaffen wird.

In der Tat ist es leider mit der bisher erfolgten Namengebung nicht am besten bestellt; so gründet Ooster auf uncharakteristische Bruchstücke und verquetschte Exemplare neue Arten und vielfach wird der Erhaltungszustand als wesentliches Unterscheidungsmerkmal benützt (s. Münster u. a.). Der Cephalopodenkatalog enthält ein Verzeichnis vieler bisher begründeter Arten.

Was die Gattungsnamen (Typusnamen) betrifft, so sind deren über ein Dutzend gegeben worden, von denen mehr als die Hälfte wegfiel, da die darunter verstandenen Reste sich als nicht zu den Cephalopoden gehörig erwiesen (s. Zittel).

Bisher wurden auf Gebisse (respektive Kieferstücke) folgende Cephalopodengattungen begründet:

Rhyncholithes 1819 von Faure-Biguet (s. auch Müller).
Conchorhynchus 1827 von Blainville.
Rhynchotheutis 1847 von d'Orbigny.
Palaeotheutis 1847 von d'Orbigny.
Scaptorhynchus 1871 von Bellardi (s. auch Sacco).

Dazu käme noch *Sidetes Giebel*, vom Autor 1847 für einen *Aptychus* begründet und später von Ooster auf ein Oberkieferstück angewandt.

Bezüglich der Verwendung dieser Namen in der Literatur ist vor allem die doppelte (engere und weitere) Bedeutung der Bezeichnung *Rhyncholithes* zu beachten. Man versteht darunter entweder alle fossilen Cephalopodenschnäbel (s. Giebel) oder nur einen bestimmten, dem *Nautilus*-Schnabel ähnlichen Typus, für welchen die Bezeichnung von Faure-Biguet zuerst gegeben wurde (s. Bronn). Eine weitere Komplikation tritt dadurch ein, daß d'Orbigny den Namen ganz eliminierte und aus allen Rhyncholithen sensu stricto kurzerhand *Nautilus*-Schnäbel machte (s. auch Pictet et Campiche). Dafür hat d'Orbigny das Verdienst, als erster den typischen Unterschied gewisser Cephalopodenschnäbel vom rezenten *Nautilus*-Schnabel erkannt zu haben. Allerdings traf, wie im folgenden gezeigt werden soll, seine Definition nicht die charakteristischen Unterscheidungsmerkmale beider Typen (s. d'Orbigny). Für die Abtrennung des *Rhynchotheutis*-Typus von den Rhyncholithen s. s. spricht auch der Unterschied im geologischen Alter. Bisher ist wenigstens kein Trias-*Rhynchotheutis* bekannt.

d'Orbignys Formbezeichnung *Palaeotheutis* ist nicht durchgedrungen; kein Fossil wird später unter diesem Namen beschrieben; er hatte schon deshalb keinen Wert, weil der Autor keine Abbildung des Originals gegeben hat[1]).

Wenn man die Kauwerkzeuge verschiedener rezenter Cephalopodengattungen miteinander vergleicht[2]), so sieht man auf den ersten Blick, daß Ober- und Unterkiefer ein und derselben Gattung sich viel charakteristischer voneinander unterscheiden als die Ober- oder

---

[1]) Es wird im folgenden versucht werden, die Benutzung dieses Namens zu ermöglichen.

[2]) Zum Beispiel *Octopus*, *Philonexis*, *Argonauta*, *Loligopsis*, *Sepia* etc.

Unterkiefer verschiedener Gattungen. Wenn aber die Gattungsnamen dieser Fossilien nichts anderes sind als Formbezeichnungen, so ist von vornherein klar, daß die beiden Kiefer ein und desselben Tieres in zwei verschiedenen „Gattungen" zu suchen sind.

So bezeichnet *Conchorhynchus* Blainville stets Unterkiefer von Cephalopoden, und zwar einen eigentümlichen Erhaltungszustand derselben, die hornigkalkige Scheitelregion. Eine Identifizierung mit *Nautilus*-Unterkiefern, wie sie von d'Orbigny u. a. geschah, ist bedenklich, da die Ähnlichkeit keine vollkommene ist. So ist die für *Conchorhynchus* charakteristische „bande dorsale" beim *Nautilus pompilius* überhaupt nicht vorhanden und die Hohlkehlen auf der Kaufläche viel undeutlicher als bei *Conchorhynchus*.

Scaptorhynchus bezeichnet wie *Rhyncholithes* s. s. und *Rhynchotheutis* kalkige Schnäbel aus dem Oberkiefer gewisser Cephalopoden.

Die gegenwärtig gebräuchliche Nomenklatur verfügt somit über drei Namen für die festen Kalkstücke der Oberkiefer und über einen für die hornigkalkigen Unterkieferreste.

Die nachfolgenden Einzelbeschreibungen werden lehren, daß es verfrüht ist, jetzt schon die Fülle der Formen fossiler Cephalopodenschnäbel in einzelne Gattungen zu zerlegen. Jedenfalls wären dies nur ganz provisorische Typen, weshalb ich vorschlagen möchte, indeß alle sicheren kalkigen Schnäbel aus den Oberkiefern fossiler Cephalopoden unter dem gemeinsamen Namen *Rhyncholithes* zusammenzufassen. Um aber die mit Sicherheit erkannten charakteristischen Formunterschiede nicht aus dem Auge zu verlieren, wird es sich empfehlen, bei Einzelbeschreibungen neuer Arten den Namen des entsprechenden Typus in Klammer zu setzen, respektive den neuen Typus zu präzisieren. In Fossillisten genügt dann die allgemeine Bezeichnung *Rhyncholithes* mit dem Artnamen.

Dies gilt auch für die als „*becs des Nautiles*" (*d'Orb.*) bezeichneten Fossilien, denn:

1. ist die Zugehörigkeit aller dieser Formen zur Gattung *Nautilus* nicht erweislich,

2. wird durch diese Bezeichnung die Verbindung mit einem zweiten, näher bestimmenden Namen untunlich.

Die Bezeichnungsart d'Orbignys (s. auch Pictet et Campiche) ist also gleicherweise unwissenschaftlich und unpraktisch.

Erwägen wir einmal folgendes:

1. Die hornigkalkigen Unterkiefer, denen ein kompaktes Kalkstück fehlt, und die ganz hornigen Flügel der Oberkiefer werden überaus selten gefunden.

2. Erstere stellen die verschiedenartigsten Erhaltungszustände dar: Von der Kalksubstanz ist mehr oder weniger erhalten, auch von den hornigen Fortsätzen gewöhnlich nur geringe Bruchstücke. Zudem sind sie ebenso wie die Flügelfortsätze der Oberkiefer in der verschiedensten Weise verdrückt und zerbrochen.

3. Wenn wir die hornigen Flügelfortsätze des *Nautilus pompilius* mit jenen der *Sepia officinalis* vergleichen, so finden wir ganz analoge,



ähnliche Formen, obgleich die Cephalopoden, zu denen sie gehören, sich so ferne stehen. Es ist demnach offenkundig, daß die Verschiedenheiten der natürlichen Formen durch die Verschiedenheiten der Erhaltungszustände gänzlich verwischt werden. Wir haben gar keine Aussicht, verwandte fossile Gattungen und Arten auf Grund der Reste ihrer hornigen Flügelfortsätze zu unterscheiden.

In Würdigung dieser Tatsachen wird klar, daß die früher aufgestellte Forderung, unterscheidbare fossile Schnäbel auch mit verschiedenen Namen zu belegen, für die eben besprochenen Reste nicht aufrechterhalten werden kann, da sonst jedem Exemplar ein eigener Name gegeben werden müßte.

Es ist, wie früher betont wurde, oft leicht Ober- und Unterkiefer nach der Form der Flügelfortsätze auseinanderzuhalten. Wir können gegenwärtig und wohl auch in Zukunft nichts besseres tun, als derartige Reste einfach als Cephalopodenoberkiefer oder Cephalopodenunterkiefer zu bezeichnen und unter diesem Titel (ohne Artnamen) zu beschreiben.

Eine Systematik fossiler Cephalopodengebisse ist mit Erfolg wohl nur auf die kompakten Kalkschnäbel der Oberkiefer zu begründen. Denn:

1. finden sich diese Schnäbel genügend zahlreich;
2. sind sie fast immer gut erhalten,
3. hängt ihre Form nicht, wie oben, von verschiedenen Erhaltungszuständen ab, sondern steht im engsten Zusammenhang mit Gattung und Art,
4. sind ihre natürlichen Formen weit weniger einförmig als dies bei den hornigen Flügeln der Fall zu sein scheint, sondern können eine Reihe sehr charakteristischer Unterscheidungsmerkmale aufweisen.

Aus 2.—4. folgt:

5. daß genaue Dimensionsangaben gemacht werden können;
6. daß die Fossilien untereinander gut vergleichbar sind;
7. daß man berechtigt ist, unterscheidbaren Formen verschiedene Namen zu geben.

Ein auf diese Fossilien aufgebautes Hilfssystem hat Aussicht, die Eingliederung ins natürliche System anzubahnen.

Leider sind bisher alle Punkte, welche sonst für jede paläontologische Beschreibung selbstverständlich sind, bei keinem Autor vollständig durchgeführt worden, da man die Rhyncholithen gewöhnlich nur nebenbei oder anhangsweise behandelte, was ja erklärlich ist, da man mit ihnen im Zusammenhang nichts anzufangen wußte und auch der geologische Wert dieser Fossilien wenigstens bisher ganz unbedeutend ist.

Eine vollkommen verwendbare Beschreibung eines Rhyncholithen hätte zu enthalten:

1. Einen entsprechenden Artnamen und die Bezeichnung des Typus.
2. Größenangaben nach einem möglichst gleichmäßigen Schema.
3. Beschreibung.

4. Abbildung von mehreren Seiten, wenigstens von oben, von unten und im Profil.

5. Vergleich mit den ähnlichsten Formen.

6. Möglichst eng gefaßte Bezeichnung der geologischen Fundschicht.

7. Verzeichnis aller in derselben Schicht vorgefundenen Cephalopodenreste, soweit als möglich mit Angabe der Zahl.

8. Zahl der Exemplare.

Damit das Verständnis der Einzelbeschreibungen und vergleichende Arbeiten erleichtert werden, ist die Schaffung einer einheitlichen Terminologie vorteilhaft. Eine solche wird hiermit mit tunlichster Anlehnung an das bereits Vorhandene versucht:

Wir unterscheiden bei den Gebissen fossiler Cephalopoden ebenso wie beim rezenten *Nautilus* vor allem die kalkigen und die hornigen Bestandteile. Erstere sind — bei *Nautilus pompilius* wenigstens —

Fig. 1 und 2.

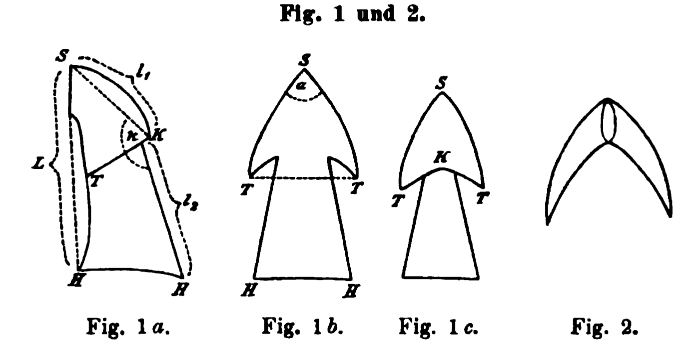


Fig. 1 *a* Profil eines Rhyncholithen, 1 *b* von unten, 1 *c* von oben.

Fig. 2. Kalkstück eines Unterkiefers.

feste Stücke im Oberkiefer und kreidige Überzüge im Unterkiefer [1]). Wir beschränken auf diese speziell zum Beißen geeigneten Mundstücke die Bezeichnung Schnabel (bec) im Gegensatze zu den hornigen Flügeln (ailes) oder Fortsätzen auch Flügelfortsätze genannt [2]). Am Schnabel unterscheiden wir den Vorderteil (partie antérieure) oder die Kapuze (capuchon) und den Hinterteil (partie postérieure) oder den Schaft (hampe) (Textfigur 1).

Die Schnäbel des Unterkiefers lassen diese Unterscheidung nicht zu, sie stellen bloß ein spitz gekrümmtes Kalkstück dar (Textfigur 2 und Taf. V, Fig 65—68), welches sich überhaupt nicht isoliert von der Hornmasse der Flügel erhalten kann.

[1]) Auf eine genaue Beschreibung der Anatomie des *Nautilus*-Schnabels glaubte ich hier verzichten zu müssen, da sonst spätere Wiederholungen unvermeidlich gewesen wären und man überdies eine gute Beschreibung bei Zittel (Handbuch) findet.

[2]) Der Ausdruck „Seitenflügel" (expansions latérales) soll speziell den Unterschied zum Mittelflügel bei *Rhynchotheutis* bezeichnen, weshalb ich diese kleine Änderung der französischen Bezeichnungsweise vorschlagen möchte.

Die folgende Tabelle wird daher nur auf Oberkieferschnäbel Bezug nehmen und gleichzeitig die weiteren Termini enthalten.

Ich gebe im folgenden an, welche absoluten und relativen Größen als Unterscheidungsmerkmale etwa in Betracht kämen (s. Textfigur 1).

L = die Gesamtlänge, das ist der geradlinige Abstand vom Scheitel zum Hinterrand. (S = ist die Spitze oder der Scheitel [apex], HH = der Hinterrand).

l_1 = die Länge der Mittellinie der Oberfläche der Kapuze (= SK).

a = der geradlinige Abstand SK; bei kleinen und wenig gekrümmten Schnäbeln wohl = l_1 zu setzen.

s = die Seitenkanten der Kapuze (= ST).

b_1 = die Breite der Kapuze (= TT).

l_2 = die Länge des Hinterteiles (an der Oberseite gemessen) (=KH).

H = die Höhe oder größte Dicke des Schnabels, das ist der senkrechte Abstand zwischen Ober- und Unterseite.

$\sphericalangle \alpha$ = der Scheitelwinkel, welchen die Seitenkanten[1]) der Kapuze einschließen (angle apicial) (= $\sphericalangle$ TST).

$\sphericalangle \varkappa$ = der Profilkrümmungswinkel, das ist jener Winkel, welchen die Sehne der Mittellinie der Oberfläche des Capuchons (SK) mit der Mittellinie der Oberfläche des Schaftes (KH) einschließen (= $\sphericalangle$ SKH).

Außer diesen absoluten Werten sind einige Verhältniszahlen von Wichtigkeit:

a/s (das ist also $SK:ST$) steht im umgekehrten Verhältnis zur Tiefe des Ausschnittes (échancrure). Unter dem Ausschnitte verstehen wir den Winkel, welchen die beiden Hälften des Hinterrandes (die Hinterkanten) der Oberseite des Capuchons (TK) miteinander einschließen (also $\sphericalangle$ TKT). Da längs dieses Randes die hornigen Fortsätze inseriert sind, so ist a/s höchstwahrscheinlich auch der Größe der Flügel verkehrt proportioniert. Zugleich ist, wie später gezeigt werden soll, a/s ein charakteristisches Unterscheidungsmerkmal zweier Typen fossiler Schnäbel.

B/L = das Verhältnis der größten Breite zur Gesamtlänge des Schnabels (darnach richtet sich die mehr breite oder längliche Gesamtform).

H/B = Verhältnis der größten Dicke zur größten Breite.

(H/L Diese Verhältniszahl hat mir in keiner der zirka 30 ausgeführten Messungen ein Charakteristikum geliefert; sie besagte stets nur das entweder in B/L oder H/B Ausgedrückte. In allen Fällen war H/L kleiner als $1/2$.)

l_1/l_2 = Verhältnis der Mittellinie der Oberfläche der Kapuze zu jener des Hinterteiles. Hierin zeigt sich am bequemsten das Über-

[1]) Bei konvexen Seitenkanten deren Tangenten.

wiegen von Kapuze oder Schaft. (Die Breiten derselben und die Oberflächen verhalten sich gemäß der Dreieckgestalt proportional den Längen.)

Außer diesen in Zahlen präzis auszudrückenden Merkmalen kommen noch in Betracht:

Die Oberflächenbeschaffenheit, besonders die Skulptur der Unterseite (Kaufläche, respektive Kauhöcker und Längswülste Pictets crête médiane), die glatte oder gefurchte Oberseite des Schaftes, im letzteren Fall die Form der Furche (sillon), die Stärke der Aufwölbung der Oberseite der Kapuze[1]), die Skulptur der Oberfläche der Kapuze etc. Sind Reste von Flügeln vorhanden, so müssen diese natürlich genau beschrieben werden. In einem Falle lieferten sie ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal.

Können in einer Arbeit mehrere Arten von Rhyncholithen beschrieben werden, so dürfte es sich empfehlen, die gemessenen Werte aller beschriebenen und mit ihnen verglichenen Arten in einer Tabelle zu vereinigen.

Es wird sich nun darum handeln, festzustellen, welche der bisher begründeten Arten zu Recht bestehen.

Das Studium der Literatur ergab folgendes Resultat[2]):

Rhyncholithes hirundo wird in der Literatur oft genannt und soll schon von Blumenbach beschrieben worden sein[3]). Der erste Name stammt von Faure-Biguet, der Artname von Bronn. Es ist anzunehmen, daß darunter verschiedene Arten zusammengefaßt werden, da die Abbildungen, welche die Autoren von dem Fossil geben, nicht vollkommen übereinstimmen. Es würde sich empfehlen, ein gut erhaltenes und mit Bronns ziemlich allgemein gehaltener Definition gut übereinstimmendes Exemplar genau zu messen und zu beschreiben, welches dann als Typus der dem *Nautilus*-Schnabel ähnlichen Rhyncholithen gelten könnte. Abbildungen findet man bei Blainville, d'Orbigny (Ann. nat. scienc.) Münster, Quenstedt, Bronn und eine Reproduktion bei Zittel (Grundzüge 1903, Fig. 1019); letztere ist insofern irreleitend, als man nach dem Text zur Figur schließen sollte, daß alle *Rhyncholithes hirundo* dem *Nautilus bidorsatus* angehören müßten.

Ich habe einstweilen in nachfolgender Tabelle die Maße gegeben, welche etwa der Zittelschen Abbildung entsprechen.

Rh. Orbignyanus Münster stellt wahrscheinlich zwei Arten dar. Man könnte sie, bevor genauere Beschreibungen vorliegen, als *Rh. O. acuminatus* und *Rh. O. obtusus* trennen. Jedenfalls unterscheiden sich beide gut vom *Rh. hirundo* durch ihre glatte, ungekerbte Unterseite.

---

[1]) Dieselbe präzis messen zu wollen durch a/l_1, geht zu weit, da die Fehlerquelle größer wäre als die berechnete Zahl.

[2]) Die nachfolgende kritische Sichtung der bisher begründeten Arten kann durchaus nicht den Anspruch auf Vollständigkeit machen, sie gründet sich auf das Verzeichnis im Cephalopodenkatalog.

[3]) Wie Giebel mitteilt.

Die genannten zwei oder drei Arten gehören dem Muschelkalke an.

Aus dem Jura sind folgende Arten gut charakterisiert:

a) *Nautilus*-Schnabel-ähnliche (= *Rhyncholithes* s. s.):

Rh. Voltzii Römer, abgebildet und kurz beschrieben; aus dem Coralrag.

Rh. gigas (oder *giganteus*) *d'Orb.* (Ann. scienc. nat.)[1]), abgebildet und beschrieben; aus dem Portlandkalke von La Rochelle.

Auch diese beiden Arten müßten, um genaue Identifizierungen zu ermöglichen, im Detail beschrieben werden.

b) Typus *Rhynchotheutis d'Orb.*:

Halbwegs gut charakterisiert, so daß man eventuell Ähnlichkeiten bestimmen kann, sind nur:

Rh. larus Faure-Biguet[2]), dessen Abbildung und skizzenhafte Beschreibung bei d'Orbigny (Ann. nat. scienc.) und Ooster reproduziert ist.

Rh. Quenstedti Ooster gibt eine der drei verschiedenen bei Quenstedt als *Rh. acutus* zusammengefaßten Arten (Taf. 34, Fig. 16 und 18) wieder. Der letztere Name kann am besten der zugespitztesten dieser Formen belassen werden und es ist — nach dem Vorgange Oosters (Taf. IV, Fig. 46) und Quenstedts (Taf. 34, Fig. 17) als *Rh. acutus Quenst.* zu bezeichnen (s. auch Sacco).

Jedenfalls wäre eine Neubearbeitung und bessere Abbildung des Materials, welches Ooster vorgelegen war, sehr wünschenswert. Erst dann hätten Oosters zahlreiche Arten zu vergleichenden Bestimmungen vollen Wert. Indes kann man höchstens ungefähre Ähnlichkeiten feststellen und ist vielleicht oft genötigt, neue Arten für schon bekannte Rhyncholithen zu begründen. Oosters Juraformen sind: *Rh. Bucklandi* (Lias), *Fischeri*, *Morloti*, *Studeri*, *Escheri* und *Brunneri*[3]); *Rh. Meyrati* muß, weil allzu unvollständig erhalten, ausschieden werden[4]).

Aus der Kreide kommen in Betracht:

a) *Nautilus*-Typus:

Rh. simplex Fritsch und zwei ähnliche Schnäbel bei Pictet-Campiche.

Rh. Debey Müller, welcher im Cephalopodenkatalog mit Unrecht „*Rhynchotheutis*" genannt wird.

[1]) Die genaueren Zitate sind, wenn nicht anders vermerkt, im Cephalopodenkatalog zu finden.

[2]) Nach Giebel schon bei Keferstein als *Sepia larus* beschrieben.

[3]) Dazu kommen die obenerwähnten besser charakterisierten *Rh. Quenstedti* und *Rh. acutus Quenst.*

[4]) Dazu kommen noch Dumortiers Arten: *Rh. camerae* und *Cellensis*; nicht ausführlich beschrieben.



b) *Rhynchotheutis*-Typus:

Gut charakterisierte Formen sind etwa: *Rh. Asterianus d'Orb.* (Cours élémentaire), *Rh. Meriani Ooster* (Taf. IV, Fig. 24—26 [1]), *Rh. monasteriensis* und *minimus Marck* [2]).

Besser brauchbar sind die in den trefflichen Werken von Pictet-Loriol und Pictet-Campiche aufgestellten Arten: *Rh. Sabaudianus* und *Rh. fragilis Pict.-Lor.* mit zum Teil erhaltenen Flügelfortsätzen und *Rh. quinquecarinatus Pict.-Camp.*

Der bei Pictet-Loriol *Rh. Quenstedti* genannte Schnabel stimmt nicht, wie der Autor meint, mit *Rh. acutus Quenstedt* (Taf. 34, Fig. 17) überein, sondern eher mit *Rh. Asterianus d'Orb.* Da überdies der Name *Rh. Quenstedti* von Ooster in passenderer Weise auf einen tätsächlich von Queenstedt schon abgebildeten Schnabel angewendet wurde, schlage ich vor, den trefflich abgebildeten und gut beschriebenen *Rh. Quenstedti P.-L.* ***Rh. Lorioli*** zu nennen.

Außer den genannten Arten finden wir im Cephalopodenkatalog mehrere treffliche Abbildungen von noch unbeschriebenen Formen, die wohl eine Namengebung erheischen. Figuren und Text dieses Buches weisen überhaupt darauf hin, daß im Britischen Museum eine Fülle gut erhaltener Rhyncholithen vorhanden ist. Von einer Monographie derselben wären wohl die besten Aufklärungen über diese Frage zu erwarten.

Von tertiären Formen sind Schnäbel nur aus den Werken Bellardis und Saccos bekannt.

Während aber *Rh. Allioni Bell.* eine gut kenntliche Art darstellt, bedürfen die von Sacco aufgestellten Arten einer Revision.

Scaptorhynchus miocenicus wäre nach der hier vorgeschlagenen Nomenklatur *Rhyncholithes miocenicus* (Typus *Scaptorhynchus Bell.*) zu nennen, da es, wie erwähnt, unsicher ist, ob nicht auch Schnäbel aus Jura und Kreide hierher gehören und charakteristische Unterschiede zwischen *Rhynchotheutis* und *Scaptorhynchus* noch nicht klargelegt sind.

Abtrennung des Rhynchotheutis-Typus vom Rhyncholithes s. s.

Auf Grund des mir vorliegenden Materials wäre zu sagen, daß d'Orbignys Definition jener Schnäbel, welche von den *Nautilus*-ähnlichen abgetrennt werden müssen, nicht vollkommen zutreffend ist.

Es ist nämlich nicht richtig, daß die Rhynchotheuten sich dadurch vom *Nautilus*-Schnabel unterscheiden, daß sie mehr von oben nach unten zusammengedrückt seien (déprimé), während die letzteren seitlich zusammengedrückt sind (comprimé). Nach dieser Definition, welcher auch Pictet und Loriol folgten, müßte beim *Nautilus*-Schnabel $H/B > 1$, bei *Rhynchotheutis* $H/B < 1$ sein, was beides nicht durchwegs gilt. Die Tabelle (pag. 99) zeigt vielmehr, daß in dem Verhältnis H/B kein allgemein gültiges, charakteristisches Unter-

[1]) *Rh. Picteti Ooster* (Taf. IV, Fig. 27—29) ist wohl zu schlecht erhalten, um darauf eine Art zu begründen.

[2]) Die Abbildung des *Rh. pusillus Kade* (erwähnt bei Marck) konnte ich leider nicht sehen.

scheidungsmerkmal zwischen beiden Typen gesehen werden kann.

Es ist ferner auch fraglich, ja unwahrscheinlich, daß die Rhynchotheuten größere Flügel besaßen als die *Nautilus*-ähnlichen Schnäbel.

Hingegen bildet ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal die Furche (sillon), welche die Oberfläche des Hinterteiles von ***Rhynchotheutis*** stets auszeichnet und entweder als ein nach unten sich verbreiterndes dreieckiges Feld oder als eine einfache Linie vorhanden ist. Sie fehlt bei den Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus gänzlich. Die Oberfläche letzterer ist entweder glatt oder irgendwie ornamentiert.

Das somit bezeichnete Merkmal ist insofern bedeutsam, als es mit einem anderen in Verbindung steht. Die durch die Furche geteilte Oberfläche des Schaftes weist nämlich auf einen zwei-, respektive dreiteiligen Flügelfortsatz, die glatte Oberfläche aber auf einen einheitlichen, ungeteilten Fortsatz.

Man hat die Bedeutung dieses Merkmales bisher nicht gewürdigt, obwohl sie ein Vergleich der Abbildungen bei Münster (Taf. V, Fig. 6 u. 7) und Pictet-Loriol (Taf. VIII, Fig 1*a* u. 3*a*) deutlich erkennen läßt. Vielleicht war die Abbildung bei Owen (Taf. VIII, Fig. 2) irreführend, denn danach sieht es aus, als ob auch der hornige Fortsatz des Oberkiefers des rezenten *Nautilus* aus drei Stücken bestünde, was aber durch die Betrachtung des Stückes selbst fraglos widerlegt wird.

Es ist klar, daß ein für die Anatomie des Gebisses so wichtiges Merkmal dazu verwendet werden muß, den Typus zu bestimmen. Hier handelt es sich um einen wesentlichen Unterschied, während die verschiedenen Größenverhältnisse nur graduelle Verschiedenheiten darstellen, welche oft auch nur Altersdifferenzen entsprechen. Man kann nur sagen, daß die Rhyncholithen mit gefurchtem Schaft, welche im allgemeinen mit dem Typus *Rhynchotheutis d'Orbigny* zusammenfallen, gewöhnlich breiter als hoch sind, während beim *Nautilus*-Typus wohl auch das umgekehrte Verhältnis herrscht (was aber gerade beim rezenten *Nautilus* nicht zutrifft!). (Vgl. H/B der Tabelle.)

Wir können aus der Tabelle aber ein anderes wichtigeres Merkmal herauslesen:

Das Verhältnis a/s läßt beim *Rhynchotheutis*-Typus einen Schluß zu auf die Tiefe des Ausschnittes und ist stets kleiner als 1. Nicht so bei Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus; hier tritt an die Stelle des hohlen Winkels E (échancrure) ein erhabener; der Hinterrand der Kapuze ist nicht ausgeschnitten, sondern greift in der Medianlinie weiter nach rückwärts vor (vgl. umstehende Textfigur 3).

Nach den bisherigen Funden ließe sich ferner sagen, daß die *Nautilus*-ähnlichen Rhyncholithen nicht so oft eine hakige Krümmung des Schnabels aufweisen als diejenigen des *Rhynchotheutis*-Typus. Doch ist dies kein durchgreifendes Merkmal. *Rh. gigas d'Orb.* ist zum Beispiel eine Ausnahme des gewöhnlichen Aussehens.

Endlich werden wir auf andere Unterscheidungsmerkmale noch im Verlaufe der Einzelbeschreibungen zu sprechen kommen und dort

auch die Belege für das bisher Behauptete anführen. Ich wollte nur in dem Gesagten andeuten, daß man nach dem bis jetzt beschriebenen Material in der Tat wenigstens zwei große Gruppen unterscheiden kann, daß aber hierzu neue Definitionen gegeben werden müssen.

Fig. 3.

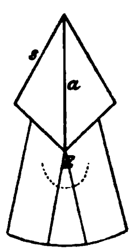


Fig. 3*a*.

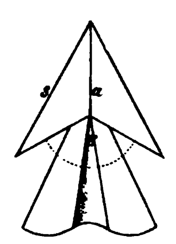


Fig. 3*b*.

Fig. 3*a*. Schema des *Nautilus*-Typus (*Rhyncholithes* s. s.).

Fig. 3*b*. Schema des *Rhynchotheutis*-Typus.

Definition der Bezeichnung Rhyncholithes.

Ich schlage vor, *Rhyncholithes*[1]) alle jene Fossilien zu nennen, welche Cephalopodenschnäbel zu sein scheinen und folgender Definition genügen:

Kalkstücke von verschiedener Größe (wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern), bilateral-symmetrischem Bau, länglicher Gestalt, so daß L stets größer ist als B und H (bisher sogar H/L stets kleiner als 0·5) und aus zwei gut unterscheidbaren Teilen bestehend, von denen der vordere in Farbe und Ornamentierung stets von dem hinteren unterschieden ist; letzterer, der Schaft des Schnabels, steckt beim Tiere nämlich stets im Fleische und ist von der hornigen Substanz des Fortsatzes umschlossen, der Vorderteil ragt frei und unbedeckt heraus. Die Oberseite ist bei jedem Rhyncholithen konvex. Die Unterseite ist konvex oder konkav, sie zeigt vorn entweder eine Kaufläche in Form einer zahnartigen Verdickung der gewöhnlich vorhandenen Mittelrippe oder es ist die Spitze hakig nach abwärts gekrümmt. Charakteristisch ist, daß die Abtrennung zwischen Kapuze und Schaft (die Naht) nur an der Oberseite des Schnabels vorhanden ist, während die Unterseite stets ein einheitliches Stück darstellt. Das letztere ist auch dann der Fall, wenn eine Knickung des Schnabels eine Zweiteilung der Unterseite hervorruft. Am besten kann diese Tatsache an *Rh. Oxfordiensis* s. (Anhang) ersehen werden, dessen schematisches Profil Textfigur 4 (O. Oberseite, U. Unterseite), wiedergibt; sie hat allgemeine Gültigkeit.

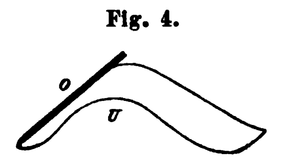
[1]) Faure-Biguets Definition (1810 oder 1819) ist nur auf *Rh. hirundo* anwendbar.

Bei allen Rhyncholithen sind auf der Oberseite des Schaftes charakteristische Längszeichnungen wahrzunehmen, welche von der Anheftung der Flügelfortsätze herrühren. Die Form der Kapuze ist beim *Nautilus*-Typus stets ein Viereck (Rhomboid oder Deltoid), bei den übrigen Typen ein Dreieck oder zwei Dreiecke mit einer gemeinsamen Seite (s. Textfigur 3). Die Form des Schaftes ist sehr verschiedengestaltig. An der Unterseite eines Rhyncholithen kann man in der Regel eine Rippe, einen Wulst oder eine Furche wahrnehmen, durch welche die Unterseite der Länge nach in zwei Hälften geteilt wird.

Durch die hiermit festgelegten Unterscheidungsmerkmale können Cephalopodenschnäbel wohl von ähnlichen, öfters hierher gestellten Fossilien (wie *Cyclidia*, *Rhynch. aquisgranensis Müller* u. a.) abgetrennt werden. Wenn man Reste der Flügelfortsätze findet, so sind diese ein entscheidendes Merkmal. Zu dem allgemeinen Namen „*Rhyncholithes*" wäre die Bezeichnung der engeren Formgruppe in Parenthese zu setzen: *Nautilus*-Typus oder *T. Rhynchotheutis* (Definition pag. 102).

Es scheint, daß die Rhyncholithen mit Sillon [1]) (Textfigur 3*b*) wieder in zwei Gruppen abteilbar sind, nach dem Größenverhältnis von Schaft und Kapuze:

Fig. 4.



Bei *Rh. Sabaudianus* und bei den hier abgebildeten *Rh. Teschenensis*, *Hoheneggeri* und *Squammatus* übertrifft der Schaft die Kapuze an Größe ($l_1/l_2 < 1$); bei fast allen anderen abgebildeten Rhyncholithen des *Rhynchotheutis*-Typus ist der Vorderteil bedeutend größer als der Hinterteil ($l_1/l_2 > 1$). Dazu kommt, daß die letzteren Schnäbel gewöhnlich flacher und mit dünnerer Spitze versehen sind als die ersteren. Leider ist das Material bisher noch zu dürftig, um aussagen zu können, ob der *Rhynchotheutis*-Typus wirklich zwei engere Formgruppen präzis unterscheiden läßt. Noch unsicherer ist, ob diese Unterschiede wesentliche, das heißt mit Gattung und Art zusammenhängende sind. Ich glaubte auf Grund des mir vorliegenden Materials nicht berechtigt zu sein, zwei Typusnamen aufzustellen und beschränke mich darauf *Rhynchotheutis* I. und II. zu unterscheiden.

Die dritte Bezeichnung: *Scaptorhynchus Bellardi* ist wohl einstweilen nur auf bestimmte tertiäre Rhyncholithen anwendbar. Der Autor hat die entsprechenden Schnäbel wohl klar von den *Nautilus*-ähnlichen Arten unterschieden, nicht aber vom *Rhynchotheutis*-Typus. Es wäre daher eine dankenswerte Aufgabe, auf Grund tertiären und cretacischen Materials zu entscheiden, ob *Scaptorhynchus* durch kon-

[1]) Die Längsfurche der Oberseite des Schaftes, auch *Rhynchotheutis*-Furche zu nennen.

stante Merkmale sich als eigener Typus von *Rhynchotheutis* abgliedert. Vielleicht könnten in der Längsfurche der Oberseite des vorderen Teiles und in der extremen Kleinheit und Kürze des Schaftes, vielleicht auch in den an der eben genannten Medianfurche unter spitzem Winkel zusammenlaufenden Streifen Charakteristika dieses Typus gesehen werden. Die Einzelbeschreibungen werden Beziehungen der Gruppe *Rhynchotheutis* II. zu *Scaptorhynchus Bell.* aufzeigen.

Auf nebenstehender Seite lasse ich nun die Tabelle der Dimensionsangaben folgen. Die Genauigkeit der einzelnen Werte ist eine verschiedene:

1. Die mit * bezeichneten Kolonnen enthalten Werte, welche nicht an Stücken selbst, sondern nur aus Abbildungen gewonnen wurden.

2. Alle infolge ungünstigen Erhaltungszustandes nicht genau bestimmbaren Werte stehen in Klammer.

3. Wenn, wie dies öfters vorkam, infolge unvollständiger Erhaltung eine Messung zwar nicht exakt durchgeführt werden konnte, die vermutete Ergänzung aber wohlbegründet war, so ist das betreffende Resultat nicht eigens bezeichnet worden. Solch sichere Schlüsse sind zum Beispiel wegen der Symmetrie des Schnabels wohl erlaubt, wenn nur eine Hälfte desselben vollkommen gut erhalten ist.

4. Infolge der beobachteten Tatsache, daß die Winkel α und $\varkappa$ bei ein und derselben Art immerhin um einige Grade verschieden sein können, wurden die Winkelwerte auf 0 und 5 in den Einern abgerundet. Genauere Zahlen hätten schon deshalb keine Berechtigung, da kaum zwei Schnäbel mit gleicher Genauigkeit meßbar sind.

5 An Stelle allzu unsicherer Resultate wurden Fragezeichen gesetzt.

III. Einzelbeschreibungen.

A. Die Rhyncholithen des schlesischen Neocoms.

(Siehe hierzu die Tabelle auf pag. 107 und die Abbildungen Taf. IV und V.)

1. *Rhyncholithes Teschenensis.* Hohenegger 1864.

(*T. Rhynchotheutis* I. Till emend.)

(Taf. IV, Fig. 4—7.)

a) Beschreibung.

Rh. Teschenensis fällt unter den fossilen Cephalopodenschnäbeln durch seine stattliche Größe auf und sieht infolge seiner bedeutenden Dicke besonders stark aus.

Vom *Nautilus*-Schnabel unterscheidet er sich außer durch die Furche noch durch die Krümmung des Profils seiner Unterseite (vgl. Taf. IV, Fig. 2 und 5). Die Furche (sillon) ist tief und rückwärts breit und bedingt eine schwache Buchtung des Hinterrandes. Sie hat die Form eines gleichschenkligen Dreieckes und wird durch eine

Tabelle.

	Rh. Teschenensis[2])	Cephalopenkatalog, Fig. 79 *e*—*g*[2])	*Hoheneggeri*[2])	*squammatus*[2])	*Neocomiensis*[2])	*Silesiacus*[2])	*Sabaudianus*[2])	*Uhligi*[3])	*fragilis*[3])	*sulcatus*[3])	*striatus*[3])	*Rh. obtusus*[4])	Schnabel des rezenten *Nautilus pompilius*[1])	*Rh. hirundo*[1]	*Cassianus*[1])	*cf. simplex*[1])	*bohemicus*[1])	*Rh. Oxfordiensis a*[5])	*Rh. Oxfordiensis b*[5])	*Rh. Oxfordiensis c*[5])	*cf. Oxfordiensis*[5])	*cordiformis*[5])	*minutus*[5])
L . . .	23·5	* 28	12	10	5	12·5	* 23	(13)	* 9	8	7	17	15	* 22·5	20	9	11	14	16	15	14	16	7
l_1	14·5	?	5·8	4·8	2	7	14	(9)	5	6·5	5	5	10	12	13	7	6	12	14	13	10	11	5
a	11	(16)	5·5	4	2	6	11	8	4	6	4·5	(4·5)	10	11	10	7	6	12	14	13	10	11	5
s	13	22	6	5·5	3	10	21	11	10	6	7	?	7	10·8	7	5	5	?	?	?	14	15	?
b_1 . . .	(14·5)	19	5·5	5	3	10	19	10	8	7	6·5	6	10	12	10	5·5	6	(12)	(12)	(10)	10	13	5
l_2 . . .	17	6	9	6	3	6	14	(5)	3	2	3	16	8·5	14	8·5	3	7	8	9	9	7	8	3·5
b_2 . . .	(14·5)	18	6	5·5	4	7	?	?	5	4	(3)	10	6·5	6·5	6·5	3	4	8	8	7	6	8	4
H .	12	?	6	3·5	1·2	6	9	?	1·7	?	?	7	8	11	8	4	4·5	7	7	7	5·5	7	2·5
a/s . .	0·85	?	0·9	0·7	0·7	0·6	0·5	0·7	0·4	0·9	0·64	—	1·4	1·	1·4	1·4	1·2	?	?	?	0·7	0·7	?
B/L . .	0·6	0·7	0·5	0·55	0·6	0·8	0·83	(0·8)	0·9	0·9	0·9	0·65	0·7	0·5	1·5	0·6	0·55	(0·8)	(0·75)	(0·7)	0·7	0·8	0·7
H/B . .	0·8	0·68	1·0	0·6	0·3	0·6	0·5	?	0·2	?	?	0·7	0·8	0·9	1·2	0·7	0·75	(0·58)	(0·58)	(0·75)	0·5	0·54	0·5
l_1/l_2 . . .	0·85	?	0·6	0·8	0·7	1·1	1·0	1·8	1·7	3·2	1·7	0·3	1·2	0·86	0·9	2·3	0·9	1·5	1·6	1·7	1·4	1·4	1·4
$\sphericalangle \alpha$ . .	45	55	45	45	?	60	65	(50)	(90)	55	55	—	85	90	45	75	75	80	65	55	55	60	65
$\sphericalangle \varkappa$ . . .	100	?	115	145	?	150	150	(130)	145	?	?	75	100	100	105	115	110	90	90	90	115	115	95

[1]) Typus *Rhyncholithes* s. s. — [2]) Typus *Rhynchotheutis* I. — [3]) Typus *Rhynchotheutis* II. — [4]) Eigener Typus. — [5]) Typus *Palaeotheutis*

Längslinie (Fig. 4) in zwei nicht ganz symmetrische Hälften geteilt. Die Furche hat oben einen v-förmigen, weiter gegen den Hinterrand zu einen ◡ (u)-förmigen Querschnitt.

Die Zuwachsstreifen sind wellig gebogen, besonders deutlich an den Seiten des Schaftes, nicht ganz so deutlich quer über die Furche und gänzlich verwischt auf der Oberseite der Kapuze und auf der ganzen Unterseite. Diese beiden erscheinen glatt. Die Hinterränder (Fig. 4) sind scharf und nur bei einem der drei vorliegenden Exemplare verbrochen. Der Ausschnitt (Fig. 4) ist seicht. Das Capuchon erscheint etwas seitlich zusammengedrückt, daher sind nicht gewölbte, steil ansteigende Seiten und eine flach gewölbte Mittelkante unterscheidbar. Das Querprofil des Capuchons gibt Textfigur 5. Die Wölbung der Oberseite des Capuchons in Längsprofil ist von der Spitze zur Naht (Fig. 5) bedeutend; unten steiler als oben. Die Spitze ist hakig

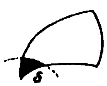
Fig. 5.



nach unten gebogen, scharf und doch stark dabei. Sie ist nur bei einem der drei Exemplare erhalten; bei den anderen finden wir an Stelle der Spitze eine Eintiefung.

Die gesamte Unterseite wird durch eine Rippe (côte) in zwei symmetrische Teile geteilt. Die Rippe springt unterhalb der Schnabelspitze scharf vor, wird dann undeutlich und erst gegen den Hinterrand zu wieder deutlicher sichtbar, ein Verhalten, wie es gewöhnlich be-

Fig. 6.



obachtet werden kann. Hier ist es nur bei einem Exemplar deutlich, während die beiden anderen an Stelle der scharf leistenförmig vorspringenden vorderen Partie der Rippe eine Einfurchung zeigen. Vielleicht ließe sich diese Erscheinung dadurch erklären, daß man annimmt, daß jene Leiste, aus härterem Material bestehend, wie ein Zahn eingesetzt ist. In der Tat zeigt auch ein Sprung und die verschiedene Färbung von Spitze und Oberfläche des Capuchons an, daß Spitze und Zahn zusammen ein vom übrigen Schnabel trennbares Stück (*S* in Textfigur 6) bilden [1].

Der Schaft läuft an beiden Seiten in sehr scharfe, nach unten gerichtete Kanten aus; in Fig. 5 sieht man noch ein Stück davon erhalten.

---

[1]) Wir hätten also außer Kapuze und Schaft noch einen dritten charakteristischen Teil des Rhyncholithen, den wir als Z a h n abtrennen könnten und der, ähnlich dem Schmelz der Zähne höherer Tiere, eine besonders feste Masse bildet.

Charakteristisch ist die Gesamtform der Unterseite (Fig. 7, ein anderes Exemplar, welches die Umrisse deutlich zeigt, aber weder die Spitze (der Zahn) noch scharfe Seitenkanten mehr besitzt); sie zeigt eine vollkommene Symmetrie der beiden Hälften.

b) Vergleich mit Fig. 79 *e—g* des Cephalopodenkatalogs.

Es ist in der älteren Literatur nirgends eine Abbildung gegeben, welche mit *Rh. Tesch.* einen begründeten Vergleich zuließe; hingegen hat das Fossil mit zwei im Cephalopodenkatalog (Fig. 79 *e—g* und Fig. 81) abgebildeten Schnäbeln einige gemeinsame Züge. Die zitierten Vergleichsobjekte sind ohne Namen abgebildet und werden mit *Rh. quinquecarinatus P.-L.* verglichen. Zwischen *Rh. Tesch.* und Fig. 79 ergeben sich folgende Ähnlichkeiten:

1. Die stattliche, robuste Gesamtform;
2. die gekielten, etwas nach unten gebogenen Seitenränder;
3. die tiefe, breite *Rhynchotheutis*-Furche und infolgedessen die Einbuchtung des hinteren Randes;
4. das glatte Capuchon und der mit welligen Streifen gezeichnete Hinterteil;
5. die ähnliche Form und gleich geringe Tiefe des Ausschnittes;

und Unterschiede:

1. Die hinteren Ränder der Kapuze sind bei *Rh. Tesch.* glatt und scharf, während sie beim Vergleichsbeispiel vielfach verbrochen sind und Ansätze horniger Flügel zeigen, wovon bei unseren Exemplaren nichts zu sehen ist. In diesem Punkte ist die Ähnlichkeit des *Rh. Tesch.* mit Fig. 81 des Cephalopodenkatalogs eine größere.
2. Der Schaft ist verhältnismäßig länger und schlanker, infolgedessen erscheint
3. *Rh. Tesch.* länglicher (B/L).
4. Von den beiden Nebenrippchen der Unterseite, welche im Vereine mit der Mittelrippe und den Seitenkanten den Typus des *Rh. quinquecarinatus* charakterisieren, ist hier gar nichts zu bemerken, während Fig. 79 *e—g* des Cephalopodenkatalogs Spuren hiervon zeigt.
5. Die Mediankante der Unterseite verläuft dort der ganzen Länge nach gleichmäßig stark, während sie beim *Rh. Tesch.* vorn viel mehr hervortritt als rückwärts und in der Mitte nur durch eine schwache Linie angedeutet ist.
6. Das Capuchon ist beim Vergleichsobjekt flacher, hier mehr seitlich zusammengedrückt, infolgedessen auch der Scheitelwinkel ($\sphericalangle\ \alpha$) spitzer als dort.

Fundort: Koniakau, Grodischter Sandsteine. 3 Exemplare.

2. *Rhyncholithes Hoheneggeri n. sp.*

(Typ. *Rhynchotheutis* I.)

Taf. IV, Fig. 8—10.

Dieser Schnabel sieht dem *Rh. Tesch.* sehr ähnlich und unterscheidet sich außer durch die viel geringeren absoluten Dimensionen noch durch folgendes von der eben beschriebenen Form:

1. Die Profilkrümmung der Oberseite ist schwächer (∢ x).

2. Die Schnabelspitze erscheint viel stumpfer, die hakige Krümmung nur angedeutet; allerdings ist ein kleines Stück abgebrochen.

3. Das Übergewicht des Schaftes über die Kapuze ist hier noch bedeutender als bei *Rh. Tesch.* (l_1/l_2).

4. Der Schnabel ist außergewöhnlich hoch (H/B).

5. Die Medianrippe verläuft gleichmäßig von der Spitze zum Hinterrand (Fig. 9).

7. Der Hinterrand (Fig. 8) ist vollkommen geradlinig, bei *Rh. Tesch.* ein wenig gebuchtet.

7. Die *Rhynchotheutis*-Furche behält ihren **v**-Querschnitt auch im hinteren Teile bei, während sie bei der vorhergehenden Form rückwärts muldenförmig ◡ wird.

Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß *Rh. Hoheneggeri* eine Jugendform des *Rh. Teschenensis* ist; während des Wachstums hätten sich dann am Schnabel folgende Veränderungen vollzogen:

1. Stärkere Knickung der Kapuze gegen den Schaft;

2. Ausbildung einer stärkeren hakigen Spitze;

3. verstärktes Hervortreten der Mittelrippe der Unterseite an der Spitze und Abschwächung derselben in der Mitte [1]);

4. Vertiefung und Verbreitung der *Rhynchotheutis*-Furche (des Sillons), wie dies durch das Wachstum der hornigen Flügel gefordert wird.

Für die Identifizierung beider Arten würde auch der gemeinsame Fundort sprechen:

Koniakau, Grodischter Sandstein. 1 Exemplar.

3. *Rhyncholithes squammatus.* Hohenegger 1864.

(Typ. *Rhynchotheutis* I.)

Taf. IV, Fig. 11—13.

Die Beschreibung dieses Schnabels wird wohl genügend ersetzt durch einen Vergleich mit *Rh. Teschenensis.*

a) Ähnlichkeiten:

1. Das Überwiegen des Hinterteiles über den Vorderteil ($l_1/l_2 < 1$).

2. Die nach unten gebogenen scharfen Seitenkanten (wovon allerdings nur noch Andeutungen zu sehen sind).

3. Die gleiche Größe des Angle apicial.

b) Unterschiede:

1. Der tiefere Ausschnitt (a/s) [2]).

2. Die auffallend flachere Gesamtform (H/B) [2]).

---

[1]) Interessant ist diesbezüglich die Beobachtung von Pictet-Loriol (pag. 38 unten), daß bei älteren Exemplaren von *Rh. Sabaudianus* die Mittelrippe unregelmäßig werde und nach rückwärts verschwimme.

[2]) Entfernung vom *Nautilus*-Typus.

3. Die viel seichtere Mittelfurche [1]) (sillon); sie stellt sich nur als leicht eingesenkte Linie dar.

4. Der tief eingebuchtete Hinterrand (vgl. Fig. 4 und 11).

5. Das viel weniger gekrümmte Profil (∢ ϰ).

6. Die Oberfläche des Capuchons ist nicht glatt, sondern zeigt mehrfach übereinanderliegende Schuppen, daher der Name. Auch auf dem Schafte sind die Zuwachsstreifen weit schärfer ausgeprägt wie bei den beiden vorherbeschriebenen Formen.

All diese Unterschiede sind sehr auffallend und schließen eine Identifizierung dieses Fossils mit *Rh. Teschenensis* ebenso aus wie eine solche mit *Rh. Hoheneggeri*. Von letzterem entfernt sich *Rh. squammatus* in Punkt 1, 2 und 4 noch mehr als von *Rh. Tesch.*, daher auch nicht an eine Jugendform eines der beiden zu denken ist, wenngleich der Fundort derselbe ist:

Koniakau, Grodischter Sandstein. 1 Exemplar.

4. *Rhyncholithes Neocomiensis nov. sp.*

(Typ. *Rhynchotheutis*. Till emend.) [2]).

Taf. IV, Fig. 24—16.

Dieser Schnabel, welcher nur in einem einzigen ziemlich gut erhaltenen Exemplar vorliegt, schließt sich einigermaßen an *Rh. squammatus*. Er ist die kleinste Form, welche das gesamte Material enthält.

a) Beschreibung.

Die Kapuze steht gegen den Schaft an Länge und Breite zurück. Die Spitze war offenbar ziemlich dünn und ist zum Teil abgebrochen. Infolge der fragmentarischen Beschaffenheit des Capuchons ist der angle apicial nicht zu bestimmen. Die Oberfläche der Kapuze zeigt eine sehr auffallende Längsfurche oder vielmehr zwei Längsrippchen von der Spitze zum Hinterrand verlaufend und zwischen sich die eben genannte Einsenkung lassend.

Die échancrure ist mäßig groß, man sieht sie (besonders auf der linken Seite) noch erfüllt mit der schwarzen hornigen (respektive kohligen) Masse der Flügelfortsätze.

Die Oberfläche des Schaftes wird durch eine eigentümliche Längslinie in zwei ungleiche Hälften geteilt.

Die wellenförmigen Anwachsstreifen sind ziemlich deutlich.

Der unvollständige Hinterrand scheint einfach abgerundet gewesen zu sein. Die Unterseite des Schnabels wird durch einen nur in den zwei oberen Dritteln deutlich hervortretenden Längskamm in zwei anscheinend symmetrische Hälften geteilt.

b) Vergleich.

Ich kenne in der Literatur keine Abbildung einer Form, mit welcher sich *Rh. Neocomiensis* vergleichen ließe; am nächsten kommt

[1]) Annäherung an den *Nautilus*-Typus.

[2]) Wahrscheinlich *Rhynchotheutis* I. Gruppe.

er dem eben beschriebenen *Rh. squammatus*. Zwischen beiden Schnäbeln sind folgende Ähnlichkeiten aufzustellen:

1. bei beiden ist der Schaft größer als die Kapuze;
2. bei beiden ist die Oberseite des Schaftes nicht, wie gewöhnlich bei Rhynchotheuten, durch eine breite Furche, sondern nur durch eine eingesenkte Linie in zwei etwas ungleiche Hälften geteilt;
3. die Form der Unterseite;
4. die Form des Ausschnittes;
5. die deutlichen Wellenlinien quer über die Oberfläche des Schaftes;

und Unterschiede:

1. die absoluten Dimensionen: *Rh. Neoc.* ist viel kleiner als *Rh. squamm.*
2. *Rh. Neoc.* ist stärker abgeplattet als das Vergleichsobjekt (H/B);
3. die Kapuze ist gegen den Schaft stärker geknickt ($\sphericalangle\ \varkappa$);
4. die Oberfläche der Kapuze ist hier besonders flach;
5. die zwei sonderbaren Längsrippchen der Oberfläche der Kapuze;
6. der abgerundete Hinterrand des Schnabels.

Es ist nach alledem klar, daß es sich hier um eine neue Art handelt; die Unterschiede zu dem nächst ähnlichen *Rh. squammatus* sind auch zu bedeutende und charakteristiche, als daß man diese Art für eine Jugendform des letztgenannten Rhyncholithen halten könnte.

Der Fundort des einzigen Exemplars ist leider nicht angegeben, es ist jedoch wahrscheinlich, daß das Fossil aus dem oberen Teschener Schiefer stammt.

5. *Rhyncholithes Silesiacus nov. sp*

(Typ. *Rhynchotheutis* I.)

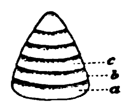
Taf. IV, Fig. 17—19.

Dieser Schnabel unterscheidet sich von den vier beschriebenen Formen bedeutend. Die meiste Ähnlichkeit weist er mit *Rh. Sabaudianus P.-L.* auf.

a) Beschreibung.

Die Oberseite der Kapuze zeigt runzlige Anwachsstreifen, ist sonst glatt und rückwärts tief ausgeschnitten. Das vordere Ende

Fig. 7.



scheint nicht vollständig erhalten zu sein, der Zahn fehlt[1]), daher weder eine scharfe Spitze noch eine hakige Krümmung vorhanden ist. Vorder- und Hinterteil kommen an Größe einander ziemlich gleich.

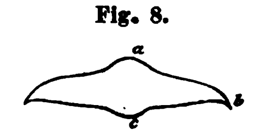
[1]) Ich glaube, daß die meisten der als besonders stumpf beschriebenen Schnäbel jenen Erhaltungszustand darstellen, wo der Zahn, welcher eine spitze Kauplatte darstellt, fehlt.

Die welligen Querlinien sind sehr deutlich; es hat den Anschein, als ob die einzelnen Kalkschichten von unten nach oben dachziegelartig übereinanderlägen, so *b* über *a*, *c* über *b* etc. (Textfigur 7). Eine tief eingesenkte Linie teilt die Oberfläche in zwei etwas ungleiche Teile.

Längs der ganzen Unterseite zieht ein breitgewölbter Kamm, welcher in der Mitte der Länge am höchsten sich erhebt, um gegen das hintere Ende undeutlich zu werden. Der Hinterrand des Schnabels weist keine Einbuchtung auf.

Charakteristisch scheint auch eine mediane Längsaufwölbung (Schwiele) der Oberfläche der Kapuze zu sein. Die Oberfläche ist nämlich nicht regelmäßig gewölbt, sondern steigt von den gekielten Seitenkanten zuerst allmählich, dann steil an. Es ergibt sich daher der in Textfigur 8 dargestellte Querschnitt durch die Mitte des Fossils.

Fig. 8.



a Schwiele der Oberseite. — *b* Kiel, etwas nach abwärts gebogen. — *c* Kamm der Unterseite.

In den Ausschnitten der Kapuze sieht man noch Reste der dunklen hornigen Fortsätze. Die Knickung der Kapuze gegen den Schaft ist gering, das Ensemble daher fast geradlinig ($\sphericalangle \varkappa = 150^0$). Ein Vergleich mit *Rh. Sabaudianus P.-L.* ergibt folgende Ähnlichkeiten:

1. Das gleiche Verhältnis von Breite zur Länge, (Pictet und Loriol bemerken, daß dieses Verhältnis bei kleinen und großen Exemplaren konstant bleibt).
2. Die Scheitelwinkel (um 60^0).
3. Die Tiefe des Ausschnittes (a/s).
4. Das Verhältnis l_1/l_2.
5. Die flache (déprimé) Gestalt (B nur $^1/_2$ H).
6. Die ganz schwache Krümmung.
7. Der Längskamm der Unterseite (crête). Allerdings scheint er bei *Rh. Silesiacus* breiter, bei *Rh. Sabaudianus* schärfer zu sein; gemeinsam ist beiden das Längsprofil.

b) Unterschiede.

1. Der wichtigste Unterschied, welcher mich abhält, *Rh. Siles.* als *cf. Sabaud.* zu bezeichnen ist die Form der Furche des Hinterteiles; sie hat nahe dem Hinterrande bei *Rh. Sabaud.* einen muldenförmigen (◡), bei *Rh. Siles.* einen **v**-Querschnitt.
2. Der Hinterrand dieses Schnabels ist geradlinig, der des Vergleichsbeispieles schwach gebuchtet.
3. Die Oberfläche des *Rh. Sabaud.* wölbt sich regelmäßig und besitzt keine Längsschwiele, wie dies beim *Siles.* der Fall ist.
4. Die oberen Kanten, welche die Furche (sillon) beiderseits begrenzen, sind hier steil geknickt, dort sanft gerundet.

Ein Vergleich mit den früher beschriebenen Formen lehrt mehrere Unterschiede:

Rh. Silesiacus ist:

1. breiter und flacher (B/L, H/B),
2. viel tiefer ausgeschnitten[1] (a/s),
3. viel weniger gekrümmt ($\sphericalangle\ \varkappa$),
4. stumpfer (besitzt einen größeren Scheitelwinkel α),
5. der Schaft ist verhältnismäßig kleiner, als dies bisher beobachtet wurde (l_1/l_2).

Gemeinsam hat er mit den früher beschriebenen Arten die *Rhynchotheutis*-Furche und die wellige Zeichnung des Schaftes.

Fundort: Tierlitzko, Grodischter Sandstein. 1 Exemplar.

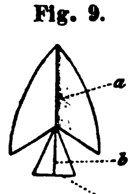
6. *Rhyncholithes Uhligi nov. sp.*

(Typ. *Rhynchotheutis* II. Till emend.)

Taf. IV, Fig. 20 und 21.

Dieses Fossil, welches ich dem ausgezeichneten Kenner der Cephalopodenfauna dieses Gebietes zu Ehren benannt habe, ist eines der interessantesten der Sammlung, indem es einerseits in seiner Gesamtform von den vorherbeschriebenen Schnäbeln wesentlich abweicht, anderseits die hornigen Flügelfortsätze sehr gut erkennen läßt. Leider steckt das Fossil fest im Gestein, so daß nur die Oberseite und das Profil genau studiert werden können. Die erstere hebt sich durch ihre glänzend schwarze Färbung von der rötlichgrauen

Fig. 9.



a Mittelkante der Kapuze. — *b* Lineare Einsenkung. — *c* Begrenzungskanten des Schaftes.

Steinmasse gut ab. Man kann sowohl am Stücke selbst als auch am Gegendruck die Umrisse der Kapuze und die Reste der daran anschließenden dreiteiligen Flügel unterscheiden. Letztere verdecken zum Teil den Schaft des Schnabels, so daß dessen Umrisse nur vermutet werden können. Deutlich erkennbar ist das lineare Sillon[2] und die scharfen, nach unten divergierenden Längskanten zu beiden Seiten des letzteren. Danach ergäbe sich die obenstehende schematische Gestalt des Schnabels (Textfigur 9).

[1] Besaß demnach wohl auch größere Flügelfortsätze.

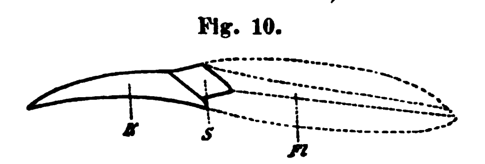
[2] Wovon auf der Abbildung nur im Gegendruck (Fig. 20) eine Spur zu sehen ist.

Es würde eine gewisse Ähnlichkeit mit dem von Ooster auf Taf. 4, Fig. 20 abgebildeten und *Rhynchotheutis Bucklandi* genannten Schnabel eines jurassischen Cephalopoden zu konstatieren sein. Leider ist bei letzterem von den hornigen Flügeln nichts erhalten.

Die gleichmäßig schwarze Färbung von Kapuze und Flügel ließe vermuten, daß es sich hier um einen hornigen Schnabel handle. Allein bei Betupfen mit Salzsäure erweist es sich, daß die Oberfläche der Kapuze und jene kleinen Teile des Schaftes, welche von den Resten der Flügel nicht bedeckt sind, lebhaft aufbrausen, während die letzteren nicht reagieren.

Die Kapuze scheint sehr dünn zu sein, ist glatt und wölbt sich vom Scheitel nach rückwärts ganz flach an; etwas stärker ist die Aufwölbung von beiden Seitenkanten gegen die Mittellinie, längs der letzteren stoßen die beiden symmetrischen Hälften in einer Kante zusammen. Die Seitenkanten sind etwas konvex und laufen unter einem Winkel von zirka 50° zusammen. Die Spitze scheint scharf und sanft nach abwärts gebogen gewesen zu sein. Ob auch hier wie bei den vorherbeschriebenen Formen ein eigenes Kaustück, ein Zahn, vorhanden war, läßt sich nicht angeben, da die Unterseite dem Blicke nicht zugänglich ist. Jedenfalls ist die Spitze viel schärfer, als es bisher

Fig. 10.



K Kapuze. — *S* Schaft. — *Fl* Dreiteiliger Flügel.

beobachtet werden konnte, und ist eine charakteristische Sprunglinie, welche bei *Rh. Teschenensis* für eine Abtrennungslinie von Kapuze und Zahn gehalten wurde, nicht zu sehen. Die Unterseite scheint konkav gewesen zu sein und danach erschiene das Profil des Schnabels in der obenstehenden Form (Textfigur 10).

Dieses Profil gleicht etwas demjenigen des *Rh. Quenstedti P.-L.*

Rh. Uhligi unterscheidet sich von letzterem, indem:

1. seine Seitenkanten der Kapuze gebogen, die des letzteren gerade sind;

2. seine Kapuze tief ausgeschnitten ist, die des Vergleichsbeispieles nur mäßig tief.

Fundort: Ludwigsstollen von Niederlischna. Oberer Teschner Schiefer. 1 Exemplar samt Gegendruck.

7. *Rhyncholithes sulcatus nov. sp.*

(Eigener Typus? oder *Rhynchotheutis* II. Till emend.)

Taf. IV, Fig. 22.

Dieser Cephalopodenschnabel liegt nur in einem Exemplar vor, ist zwar nicht aus dem Gesteine auszulösen, zeigt aber die Oberseite in vorzüglicher Erhaltung.

Deutlich abtrennbar sind Kapuze, Schaft und dreiteiliger Flügelfortsatz.

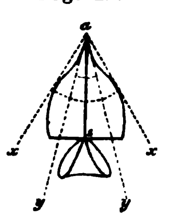
Das Fossil erinnert in mancher Beziehung an *Scaptorhynchus Bellardi* (1871). Da aber dieser Typus doch zu wenig feststeht und eine solche Identifizierung auch wegen des Unterschiedes im geologischen Alter (Neocom und Miocän) nicht vorschnell zu machen ist, so behielt ich einstweilen den allgemeinen Namen *Rhyncholithes* bei.

Infolge der charakterisierenden Furche wäre dieses Fossil indes zum Typus *Rhynchotheutis* zu stellen.

Beschreibung.

Die Oberseite des Capuchons wird durch eine sehr auffallende Furche (*as* in Textfigur 10), welche von der Spitze zum Hinterrande in gleichmäßiger Stärke verläuft und von der *Rhynchotheutis*-Furche des Schaftes durch eine Naht getrennt ist, in zwei symmetrische Hälften geteilt. Die Seitenkanten sind ziemlich scharf konvex und etwas nach abwärts gebogen, parallel mit ihnen verlaufen etwa sechs Streifen, welche an der Medianfurche unter einem Winkel von ungefähr 55° zusammenlaufen und vom Hinterrande ausgehen.

Fig. 11.



Letzterer ist gar nicht ausgeschnitten, sondern verläuft geradlinig (∢ bei *s* in Textfigur 11 90°, *a/s* ein Maximalwert).

Die Spitze (*a*) ist außerordentlich scharf, von einer Trennung in Zahn und Kapuze nichts zu bemerken. Da die Seitenkanten stark nach auswärts gebuchtet sind, schließlich aber in einem sehr spitzen Winkel zusammenlaufen (∢ *yay*), so entspricht der letztere nicht dem Scheitelwinkel α (∢ *xax*), welcher durch die an die Seiten gelegten Tangenten gebildet wird (s. Textfigur 11).

Der Hinterteil ist auffallend kurz und klein und besteht eigentlich nur aus zwei Rippchen, welche durch eine nach hinten sich verbreiternde dreieckige Furche getrennt werden. Die Fortsetzung dieser zentralen Furche bildet das Mittelstück des Flügelfortsatzes; es erscheint am Hinterrande des Schaftes angesetzt. (Taf. IV, Fig. 22.) Wäre dies wirklich der Fall, so wäre hiermit ein neues Unterscheidungsmerkmal gewisser Formen gegenüber *Rhyncholithes* vom *Nautilus*-Typus gegeben. Bei den letzteren Schnäbeln ist nämlich die ganze Oberfläche des Schaftes mit der hornigen Masse bedeckt gewesen, hier wäre er hingegen gleich der Kapuze unbedeckt (so will es auch nach Pictet-Loriols Abbildung Taf. VIII, Fig. 1*a*, reproduziert bei Zittel, Grundzüge 1903, Fig. 1021, scheinen). Wahrscheinlicher

aber ist, daß das dünne Häutchen des Mittelflügels früher den ganzen Schaft überspannte und weggewetzt worden ist. Bestimmt nachzuweisen ist die Überkleidung des ganzen Schaftes bei *Rh. Uhligi*. Dort ist nämlich im Gegendruck die hornige Masse fast vollständig erhalten; sie setzt ganz oben an der Naht zwischen Kapuze und Schaft ein (s. Taf. IV, Fig. 20).

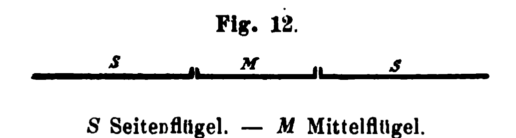
Die beiden Seitenkanten oder Längsrippchen des Schaftes setzen sich da wie dort in einer Art horniger Nähte geradlinig fort und begrenzen den dreieckigen Mittelflügel. Derselbe zeigt bei *Rh. sulcatus* dieselbe Zeichnung kleiner zum Hinterrande paralleler Striche, welche bei *Rh. fragilis Pictet-Loriol* erwähnt und abgebildet wird (Pictet-Loriol, Taf. VIII, Fig. 3*a*). Sie ist wahrscheinlich für alle Formen mit dreiteiligem Flügel charakteristisch, denn auch bei *Rh. Uhligi* findet man ein kleines Stück mit dieser Zeichnung erhalten. Dieses Mittelstück erscheint so dünn, daß man die Gesteinsunterlage durchschimmern sieht; doch erweist das Nichtbrausen bei Behandlung mit Salzsäure, daß tatsächlich eine hornige Schicht vorhanden ist. Die Seitenflügel erscheinen dunkler, weniger durchsichtig und dicker, aber wohl nur deshalb, weil sie — ursprünglich stark gewölbt — bei der Pressung mehr gefältelt wurden und eine runzlige Oberfläche aufweisen. Es ist mir gelungen, ein kleines Stück derselben beiderseits des Schaftes vom umhüllenden Gestein zu befreien und so ein vollständigeres Bild der Flügelfortsätze zu bekommen, als Pictet und Loriol geben konnten; denn dort sehen wir auf Taf. VIII, Fig. 3*a* nur den Mittelflügel.

Die äußere Umrandung ist allerdings auch bei *Rh. sulcatus* nicht erhalten, doch läßt der vorhandene Rest vermuten, daß die Ausdehnung der Flügel im Verhältnis zur Größe des Schnabels eine geringe war. Das untere Ende des Mittelflügels ist verschwommen sichtbar; es ist die Längsausdehnung höchstens 7 *mm* bei einer Schnabellänge von 8 *mm*, also kleiner als die letztere; beim rezenten *Nautilus pompilius* ist die Schnabellänge 15 *mm*, die des hornigen Flügels 34 *mm;* hier übertrifft also dieser den festen Schnabel um mehr als das Doppelte an Länge. Dieser Beobachtung zufolge ist d'Orbignys Behauptung, die Rhynchotheuten hätten größere Flügelfortsätze als die *Nautilus*-Schnäbel, zumindest nicht allgemein gültig.

Die Grenzkanten zwischen Mittel- und Seitenflügel sind etwas verdickt und emporgebogen, wodurch Längsnähte entstehen und sich eine vollkommene Abtrennung in drei Teile ergibt, im entschiedenen Gegensatz zu den Rhyncholithen des *Nautilus*-Typus.

Textfigur 12 verdeutlicht den Querschnitt.

Fig. 12.



S Seitenflügel. — *M* Mittelflügel.

Der obere Rand der seitlichen Flügel bildet je die Fortsetzung des geraden Hinterrandes der Kapuze und fällt durch seinen anthrazitischen Glanz auf.

Der Schnabel selbst weist folgende Beziehungen zu *Scaptorhynchus Bell.* auf.

1. Die dorsale Medianfurche (sulca Bell., daher der Name), welche diesen Schnabel von allen übrigen unterscheidet. Wir haben etwas ähnliches bei *Rh. Neocomiensis*; dort besteht aber mehr eine Eindrückung oder Einsenkung längs der Oberfläche der Kapuze, hier eine scharfe abgegrenzte Furche. Die beiden Schnäbel sind sich sonst durchaus nicht ähnlich, schon deshalb nicht, weil bei *Rh. Neoc.* der Schaft ganz anders aussieht und verhältnismäßig größer ist.

2. Die gegen die Furche hin konvergierenden Parallelstreifen auf der Oberseite der Kapuze. Eine ähnliche Zeichnung weisen auf:

Rh. Bucklandi Ooster, Taf. 4, Fig. 20 (Jura)
„ *minimus Marck* (Kreide)
„ *Quenstedti P.-L.* (zum Teil) (Kreide)
„ *acutus Quenst.* (Jura) und
„ *striatus* (die folgende Art).

Die Furche ist bei den angeführten Schnäbeln nirgends vorhanden und die Streifen scheinen die Bedeutung von Anwachsstreifen zu besitzen. Sie sind übrigens wohl nirgends so deutlich und tief eingefurcht wie bei *Rh. sulcatus.*

3. Die scharfe, ausgedünnte Spitze.

4. Die Ausbuchtung der Seitenkanten des Capuchons.

5. Die plattgedrückte Gesamtform.

6. Die Kürze und Schmalheit des Hinterteiles.

7. Die scharfe Abgrenzung (Naht, sutura Bell.) zwischen Vorder- und Hinterteil.

Der Unterschied von *Scaptorhynchus* besteht eigentlich nur in der Form des Schaftes; sie ist hier dreieckig, beim *Scaptorhynchus* viereckig.

Jedenfalls wäre bei Behandlung der Frage, ob und inwiefern *Rhynchotheutis* und *Scaptorhynchus* zwei eigene Typen darstellen, dieser Rhyncholith ebenso wie *Rh. acutus Quenstedt* (Taf. 34, Fig. 19) in Betracht zu ziehen.

Fundort des *Rh. sulcatus*: Ludwigsstollen von Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer. 1 Exemplar.

8. *Rh. striatus nov. sp.*

(Typ. *Rhynchotheutis* II. Till emend.)

Taf. IV, Fig. 23 und 24.

Dieses Fossil zeigt denselben Erhaltungszustand wie *Rh. fragilis P.-L.* (Taf. VIII, 3 *a*), nämlich Schnabel und Mittelflügel, daher ein ähnlicher Anblick. Deshalb darf vorliegendes Fossil aber keineswegs mit *Rh. fragilis* identifiziert werden.

Beschreibung.

Die Kapuze ist sehr dünn und von den etwas konvexen Seitenrändern zu einer deutlichen Längsmittelkante mäßig steil ansteigend. Die Spitze ist dünn und scharf. Parallel zu den Seitenrändern verlaufen 5—6 Streifen, welche sich je zwei an der Mittelkante unter einem Winkel von 55° vereinigen.

Der Hinterrand ist tief ausgeschnitten (*a/s*). Der Schaft ist verhältnismäßig klein, die Seiten desselben von den unteren Lappen der Kapuze bedeckt; doch ist eine Mittelfurche (sillon) auch hier zu beobachten. Der Ansatz und das Aussehen des mittleren Flügelteiles stimmt mit der für *Rh. sulcatus* gegebenen Beschreibung überein.

Die vorliegende Form weist Beziehungen zu verschiedenen Schnäbeln auf:

An *Scaptorhynchus Bell.* erinnert:

1. die geringe Dicke;
2. die viel größere Breite als Dicke (*B/L*);
3. die scharfe Spitze;
4. die Kürze und Kleinheit des Schaftes;
5. die Parallelstreifen der Oberseite der Kapuze (daher der Name);
6. die konvexen Seitenränder der Kapuze.

Unterschiede sind gegeben durch:

1. den tiefen Ausschnitt der Kapuze;
2. die dorsale Kante an Stelle der Furche (sulca) der Kapuze;
3. die dreieckige statt viereckige Form des Schaftes.

Mit *Rh. sulcatus* verbinden ihn die in Punkt 1—6 angeführten Ähnlichkeiten und

7. gleiche Scheitelwinkel (∢ α);
8. ähnliche Form des Schaftes;
9. die übereinstimmende Form und Zeichnung des Mittelflügels.

Es trennen ihn von *Rh. sulcatus* die in Punkt 1 und 2 angeführten Unterschiede.

Zwischen *Rh. striatus* und *Rh. Uhligi* bestehen folgende Ähnkeiten:

1. die geringe Dicke;
2. die scharfe Spitze;
3. ein ähnlicher Scheitelwinkel;
4. der tiefe Ausschnitt;
5. die dorsale Mediankante der Kapuze.

Unterschiede:

1. die Oberfläche der Kapuze des *Rh. Uhligi* ist glatt, die des *Rh. striatus* mit parallelen Streifen versehen.
2. *Rh. striatus* ist verhältnismäßig breiter (*B/L*).





3. Der Hinterrand der Kapuze zerfällt infolge des tiefen Ausschnittes bei beiden Schnäbeln in zwei Lappen, deren Ende bei *Rh. Uhligi* zugespitzt, hier abgerundet ist (vgl. Textfigur 13).

4. Die Unterschiede in den Flügeln.

Fig. 13.

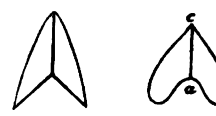


Fig. 13*a*. Fig. 13*b*.

Fig. 13*a*. Schema der Kapuze des *Rh. Uhligi* von oben.

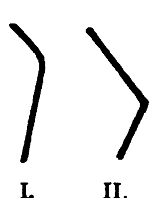
Fig. 13*b*. Schema der Kapuze des *Rh. striatus* von oben.

Ein Vergleich mit *Rh. fragilis Pictet-Loriol* ergibt, daß bei *Rh. striatus*

1. der Ausschnitt weniger tief ist (*a*/*s*);

2. eine dorsale Mediankante besteht (*ac* in Textfigur 13*b*), während die Kapuze des *Rh. fragilis* ohne eine solche Kante flach gerundet ist (Pictet-Loriol, Taf. VIII. 4*a*);

Fig. 14.



I. II.

I. Krümmungsprofil des *Rh. fragilis*.

II. Krümmungsprofil des *Rh. striatus*.

3. die Seitenränder der Kapuze weit weniger konvex sind als beim Vergleichsbeispiel;

4. das Krümmungsprofil der Oberseite des Schnabels ein anderes ist (vgl. Textfigur 14).

Fundort des *Rh. striatus*: Ludwigsstollen von Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer. 1 Exemplar.

Überblick über die Formen des Rhynchotheutis-Typus.

Überblicken wir die acht beschriebenen Formen, welche unter dem Namen des *Rhynchotheutis*-Typus zusammengefaßt wurden, so können wir jene zwei Typen unterscheiden, von denen auf pag. 105 die Rede war.

I. Gruppe: Verhältnismäßig großer, starker Schaft:

Rh. Teschenensis
„ *Hoheneggeri*
„ *squammatus*
„ *Silesiacus*
„ (*Neocomiensis*)

II. Gruppe: Der Schaft viel kleiner als die Kapuze:

Rh. Uhligi
„ (*sulcatus*)
„ *striatus.*

Bei vier Formen ist das Verhältnis $H/B > 1/2$ (*Rh. Teschen. Hoheneg. Siles.* und *squamm.*); sie gehören sämtlich der I. Gruppe an. (Maximum bei *Rh. Hoheneggeri*: $H/B = 1$.)

Im Gegensatz hierzu ist für die II. Gruppe H/B nur ungefähr $= 0·2$; es gehören nur sehr dünne (wenig hohe) Schnäbel hierher. Somit bestände der Unterschied von komprimierten und deprimierten (von oben nach unten oder seitlich zusammengedrückten) Schnäbeln, welchen d'Orbigny zwischen den *Nautilus*-Schnäbeln einerseits und den Rhynchotheuten anderseits aufgestellt hat, innerhalb des *Rhynchotheutis*-Typus.

Wir können vielleicht auseinanderhalten: 1. Schnäbel mit verhältnismäßig großem Schaft und von beträchtlicher Höhe, und 2. solche mit kleinem Schaft und geringer Höhe (déprimé)[1]).

Die erste Gruppe steht dem *Nautilus*-Typus in beiden Merkmalen entschieden näher als die zweite. Letztere nähert sich dem Typus *Scaptorhynchus Bellardi.* Die meiste Ähnlichkeit mit diesem zeigt *Rh. sulcatus.*

Es muß noch bemerkt werden, daß die Schnäbel der zweiten Gruppe sämtlich an derselben Lokalität gefunden wurden. Wenn bei dem beschränkten Material von acht Arten eine Unterscheidung in zwei sich charakteristisch unterscheidende Gruppen möglich ist, so steht zu erwarten, daß beim Überblick über eine größere Anzahl von Schnäbeln und solchen aus verschiedenen Schichten sich zeigen wird, daß eine einheitliche Gattung *Rhynchotheutis* nicht besteht, daher es besser ist, den gemeinsamen Namen *Rhyncholithes* beizubehalten.

9. *Rhyncholithes obtusus nov. sp.*

(Eigener Typus.)

Taf. IV, Fig. 25—28.

Dieser eigentümlich gestaltete Schnabel unterscheidet sich von den acht vorher beschriebenen Formen dadurch, daß die Oberfläche seines Schaftes eine mediane Längsfurche nicht aufweist. Dieser Schnabel kann also nicht zu den Rhynchotheuten gerechnet werden.

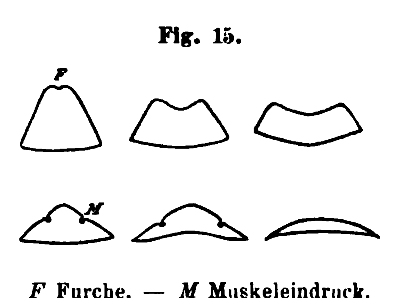
[1]) *Rh. Neocomiensis* scheint eine Ausnahme zu machen, da sein Schaft verhältnismäßig groß und seine Höhe eine minimale ist, doch ist der Erhaltungszustand nicht derart, um genaue Messungen machen zu können und ist es möglich, daß es sich hierbei um eine Jugendform handelt.

Beschreibung.

Das kleine Capuchon ist glatt, vorn vollständig abgestumpft; der Hinterrand desselben ist nicht ausgeschnitten. sondern abgerundet. Die Unterseite ist vorn als Kaufläche knopfig verdickt, weiter rückwärts (unterhalb des Schaftes) vollständig glatt und tief konkav. Die Oberseite des Hinterteiles ist ebenmäßig abgerundet und zeigt zwei nach oben konvergierende und an der Naht zwischen Kapuze und Schaft zusammentreffende Streifen, welche auch beim rezenten *Nautilus* deutlich sind und längs welcher der einheitliche Flügelfortsatz befestigt ist. Zur Erläuterung in Textfigur 15 drei Querprofile aus dem oberen, mittleren und unteren Drittel der Länge des Schnabels. Die obere Reihe bezieht sich auf den *Rh. Teschenensis* (Typus *Rhynchotheutis* I.), die untere auf den *Rh. obtusus.*

Neben den genannten zwei Längsstreifen, welche Muskeleindrücke darstellen, laufen Anwachsstreifen parallel zum unteren Rande, also nach unten gebuchtet, dicht übereinander. Dort, wo sie die Muskelstreifen kreuzen, weisen sie eine Knickung auf. Hierdurch wird eine

Fig. 15.



F Furche. — *M* Muskeleindruck.

Dreieckzeichnung mit abgerundeter Basis deutlich (vgl. Zittel, Grundzüge 1903, Fig. 1019*a*; Münster, Taf. V, Fig. 6, und andere). Dieses Dreieck (Taf. IV, Fig. 25 und 26) welches gebildet wird durch die zwei Anheftungslinien und den Hinterrand des Schaftes, ist für den *Nautilus*-Typus ebenso charakteristisch wie das Sillon für den *Rhynchotheutis*-Typus. Seine Bedeutung für die Anatomie des Gebisses ist sehr gut zu ersehen aus Quenstedt (Taf. 34, Fig. 14). Oft ist es durch eine eigene Skulptur ausgezeichnet (vgl. Cephalopodenkatalog, Fig. 80).

Wenn es demnach auch zweifellos ist, daß *Rh. obtusus* dem *Nautilus*-Typus weit näher steht als dem *Rhynchotheutis*-Typus, so ist seine Form doch zu abweichend, um ihn dem ersteren Typus unbedenklich einzuordnen. Er unterscheidet sich namentlich in vier Punkten unvergleichlich mehr vom Schnabel des rezenten *Nautilus*, als dies bei *Rh. hirundo* und den anderen zum *Nautilus*-Typus gerechneten Formen der Fall ist, nämlich:

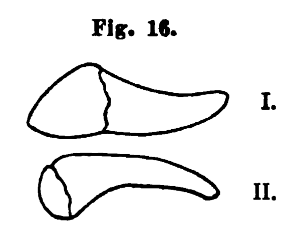
1. durch das abnorme Längenverhältnis von Kapuze und Schaft (l_1 / l_2);

2. durch die absonderlich starke Knickung der Kapuze gegen den Schaft ($\sphericalangle \varkappa < R$);

3. durch die eigentümliche Form der Kapuze, welche vom Typus *Rhynchotheutis* und vom *Nautilus*-Typus gleich verschieden ist (es ist $a/s < 1$ und doch kein Ausschnitt vorhanden! Vgl. Taf. IV, Fig. 28);

4. durch die konvexe Profilwölbung der Oberseite des Schaftes, wie Textfigur 16 zeigt.

Fig. 16.



I. *Rh. hirundo* (*Nautilus*-Typus).

II. *Rh. obtusus.*

Die Unterschiede sind auffallend und wesentlich genug, um *Rh. obtusus* als Typus für sich zu betrachten, von welchem bisher noch keine andere Art bekannt geworden ist.

Fundort: Lokalität unbekannt. Schicht an der Grodischter Grenze. 4 Exemplare.

B. Andere Reste von Cephalopodengebissen des schlesischen Neocoms.

Außer den für die Systematik wichtigen festen Schnäbeln enthält die Sammlung der Fossilien des schlesischen Neocoms noch einige zu Cephalopodengebissen gehörige Reste.

Taf. IV, Fig. 29. *Rhynchotheutis*-Flügelfortsatz.

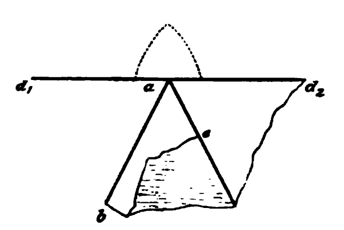
Man könnte dieses Fossil sehr gut für den hornigen, dreiteiligen Flügelfortsatz des *Rh. sulcatus* oder des *Rh. striatus* halten, da er diesen im Detail entspricht und aus derselben Schicht stammt wie jene. Mit voller Sicherheit ist die Identifizierung nicht zu machen, da der Winkel, unter welchem die Grenznähte des Mittelflügels nach oben konvergieren, bei *Rh. sulcatus* und *striatus* 60°, hier 75° beträgt, das Mittelfeld also hier breiter ist als dort. Bei *Rh. Uhligi* mißt der entsprechende Winkel, den wir Mittelfeldwinkel nennen könnten, gar nur 45°.

Es ist ja möglich, daß dieser Winkel ein charakteristisches Artmerkmal bilde; ob aber ein Unterschied von 15° bei vollständiger Übereinstimmung der übrigen Details zur Abtrennung genügt, muß dahingestellt bleiben, da keine Spur eines festen Schnabels vorhanden

ist und nur auf letzteren eine sichere Bestimmung gegründet werden kann.

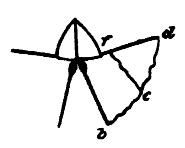
Wir sehen (Textfigur 17) zwei hornige Leisten oder Nähte *ab* und *ae*, welche das Mittelfeld gegen die Seitenflügel abgrenzen. Ersteres zeigt die bei *Rh. sulcatus*, *Uhligi* und *striatus* sowie bei *Rh. fragilis* schon beobachtete Parallelstrichelung. Die geradlinige Begrenzung $d_1 d_2$ ist gegeben durch einen anthrazitisch glänzenden Saum von zirka 0·7 *mm* Breite. Der Verlauf desselben deutet nicht

Fig. 17.



unbedingt auf einen gerade abgeschnittenen Hinterrand der Kapuze des Schnabels, da er auch bei dem tief ausgeschnittenen *Rh. striatus* geradlinig zu sein scheint. Was dieses Fossil interessant macht, ist der Umstand, daß wir unter der oberen hornigen (respektive kohligen) Haut noch eine zweite unterscheiden (*abe*); zwischen beiden liegt eine dünne Schicht des umschließenden Gesteines. Im Zusammenhange sei jetzt erwähnt, daß man auch bei *Rh. sulcatus* eine Doppelschicht des Flügelfortsatzes feststellen kann (Text-

Fig. 18.



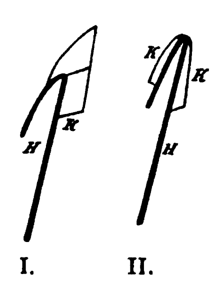
figur 18, *bcf* repräsentiert die obere, *fdc* die untere Haut)[1]. Damit ist eine vollkommene Analogie mit den rezenten Cephalopodengebissen hergestellt; denn auch *Nautilus pompilius* besitzt so wie sämtliche übrigen rezenten Cephalopoden einen Umschlag der Flügelfortsätze, eine Verdopplung derselben in der Scheitelregion (Taf. V, Fig. 65—68). Die Anheftungsweise ist da wie dort dieselbe und unterscheidet sich von derjenigen im Unterkiefer. In

[1] Das Vorhandensein des Umschlages ist durch *Rh. sulcatus* für die Seitenflügel, durch vorliegendes Fossil für den Mittelflügel erwiesen.

Textfigur 19 stellt I den Oberkiefer und II den Unterkiefer des *Nautilus* und der fossilen Gebisse dar.

Der Flügel des *Rhynchotheutis*-Typus besteht demnach aus sechs Lappen: drei oberen und drei unteren oder zwei mittleren und vier seitlichen. Ob die oberen Lappen kürzer waren wie die unteren [1]) oder umgekehrt, läßt sich aus dem vorliegenden Material nicht erweisen, da nirgends mehr als die Scheitelregion der Flügel erhalten ist. Ebenso ist nicht anzugeben, welche Differenzen in der Form der Flügel Artunterschieden (respektive in erster Linie Unterschieden der festen Schnäbel) entsprechen. Das einzige, möglicherweise charak-

Fig. 19.



K Kalkmasse. — *H* Hornmasse.

teristische Merkmal ist der erwähnte Mittelfeldwinkel. Er ist gleich dem Divergenzwinkel der die *Rhynchotheutis*-Furche begleitenden Kanten oder Rippchen des Schaftes. Im übrigen ist diese Form des dreiteiligen Flügelfortsatzes durchaus nicht für eine bestimmte Art charakteristisch. Wir kennen sie schon von *Rh. fragilis*, *Uhligi*, *sulcatus* und *striatus*, also von Schnäbeln, welche sich sehr deutlich voneinander unterscheiden. Es wird hieraus klar, daß Flügelfortsätze ohne feste Schnäbel für die Systematik wenig Wert haben und eine Namengebung unzweckmäßig erscheint [2]).

Fundort: Ludwigstollen von Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer. 1 Exemplar.

Taf. IV, Fig. 31. Flügelfortsatz vom *Nautilus*-Typus.

Würde man einen Ober- oder Unterkiefer des *Nautilus*, welcher sein festes Kalkstück verloren hat, durch einen vertikalen Druck auseinanderquetschen, was wegen der großen Sprödigkeit allerdings tatsächlich wohl kaum auszuführen ist, so erhielten wir eine Form ganz ähnlich der in Fig. 30 abgebildeten. Zu beobachten ist folgendes:

1. Die dunkle Masse sieht genau so aus wie jene, welche wir in Verbindung mit kalkigen Schnäbeln gesehen haben.

---

[1]) Wie bei allen rezenten Cephalopodengebissen.

[2]) Es mag noch bemerkt werden, daß in der älteren Literatur unter „Kapuze" wohl auch der obere Lappen, der „Umschlag" der hornigen Flügelfortsätze verstanden wird, während es zweckmäßig ist, diesen Terminus nur für den vorderen Teil des kalkigen Schnabels zu gebrauchen.

2. Der Innenrand (auf der Abbildung unten) ist stark verdickt und — wie die dunklere Färbung (Mitte rechts) vermuten läßt — umgeschlagen.

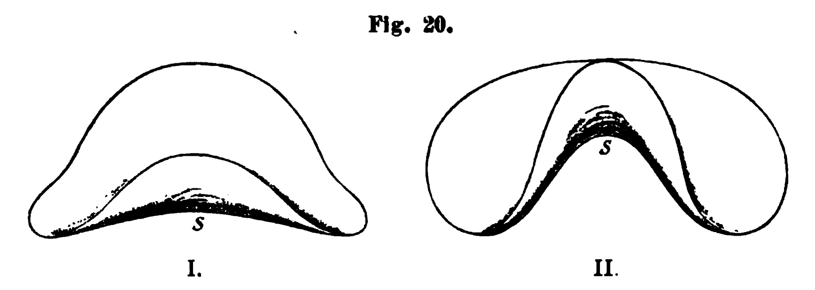
3. Der Außenrand (auf der Abbildung oben) ist nicht vollständig erhalten, er ist beim rezenten *Nautilus* sehr brüchig und kann schwer unverletzt erhalten werden.

4. Die groben Runzeln und die feinen Zuwachsstreifen zeigen die auch für die Flügelfortsätze des rezenten *Nautilus* charakteristische Form.

Die zentrale halbkreisförmige Öffnung und die starke Runzlung des mittleren Teiles entsprechen dem Fehlen des früher dort eingelagerten Kalkstückes.

Ob wir die Form dem Ober- oder Unterkiefer zuzuschreiben haben, läßt sich nicht sicher angeben, da der Außenrand zu unvollständig erhalten ist, um die Gesamtform zu rekonstruieren, Nebenstehende Textfigur 20 zeigt schematisch in I den *Nautilus*-Oberkiefer (Außenseite), in II den Unterkiefer (Innenseite) in der entsprechenden Lagerung. *S* ist der flachgequetschte Scheitel, die Kalkeinlagerung ist entfernt gedacht. Wir sehen, daß der Fortsatz des Oberkiefers eine mehr halbkreisförmige, derjenige des Unterkiefers eine tief gebuchtete, deutlich zweilappige Form aufweist. Dieser Unterschied ist für alle rezenten Cephalopoden charakteristisch (vgl. die Abbildungen in d'Orbignys „Mollusques"); er wird wahrscheinlich auch für die fossilen gelten.

Fig. 20.



Wenn wir daher das Fossil nach Textfigur 20, I. ergänzen, so wäre es ein Oberkiefer; nach Textfigur 20, II. rekonstruiert ein Unterkiefer.

Der Radius mißt 25 *mm*, jener des rezenten *Nautilus pompilius* 28 *mm*.

Der Fundort ist nicht bekannt.

Taf. IV, Fig. 30. Unterkieferflügelfortsatz vom *Nautilus*-Typus.

Dieser Rest ist links dem ganzen Umfange nach erhalten und erinnert außerordentlich an den rezenten *Nautilus*-Unterkiefer. Da wir einen Gegendruck vor uns haben, erscheint der Scheitel nicht als

Erhöhung wie bei dem eben beschriebenen Fossil, sondern ist in das Gestein eingetieft. Es ist noch genug von der hornigen Substanz erhalten, um deutlich sehen zu können, daß um den Scheitel herum der Flügel zu einer Doppelschicht umgeschlagen ist. Der Innenrand (auf der Abbildung unten) ist verdickt, der Außenrand läuft dünn aus und ist rechts oben zufällig eingeschlagen. Die Anwachsstreifen treten deutlich hervor und entsprechen der Zeichnung des *Nautilus*-Unterkiefers vollkommen.

Die Länge jeder Hälfte (des Radius) ist 20 *mm*.

Fundort: Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer.

Taf. IV, Fig. 32 und 33. Unterkiefer vom *Nautilus*-Typus.

Dieses Fossil ist wohl das wertvollste und interessanteste der Sammlung. Wir erkennen, daß es sich um einen Cephalopodenunterkiefer von selten vollständiger Erhaltung handelt. Die scharfen, tief eingeprägten geraden Linien, welche vom Scheitel nach unten divergieren, sind die Innenränder, die obere, stellenweise etwas undeutliche Rundung stellt den Außenrand des Flügels dar. Das nach unten offene Dreieck in Fig. 32 links, in Fig. 33 rechts unterhalb des Scheitels ist offenbar der Eindruck des harten Kalkstückes, welches in genau derselben Weise eingelagert gewesen zu sein scheint wie beim rezenten *Nautilus*. Die Kalkeinlagerung des Unterkiefers ist aber viel leichter zerstörbar als jene des Oberkiefers; es mußten besonders günstige Umstände mitgespielt haben, daß sie einen Eindruck zurücklassen konnte. Offenbar wurde das Fossil rasch vom Schlamm umhüllt und so das gewöhnliche Abbröckeln der Kalkmasse verhindert. Derselbe Druck, welcher die Flügelmasse auseinandergequetscht hat, drängte auch den Schnabel etwas nach abwärts, daher er sich nicht mehr in seiner ursprünglichen Lage, sondern unterhalb derselben befindet. Auch ist die Ansicht nicht gerade von vorn, sondern etwas nach links gequetscht (Fig. 32). Die beiderseits an das Kalkstück anschließenden hornigen Lappen scheinen einen Fetzen des inneren Lappens des Flügels vorzustellen. Die Form des Flügels, dessen Zeichnung und die Form des Schnabelteiles mit seiner charakteristischen Torbogenwölbung und der unebenen Kaufläche entsprechen vollkommen dem Unterkiefer des rezenten *Nautilus* (zum Vergleich die Textfigur 2 und Taf. V, Fig. 65) Ob das Fossil deshalb tatsächlich mit einem *Nautilus*-Unterkiefer identifiziert werden darf ist fraglich, da wir indes nicht wissen, ob nicht vielleicht zu den zum *Rhynchotheutis*-Typus und anderen gehörigen Oberkiefern ganz *Nautilus*-ähnliche Unterkiefer gehörten [1]). Tatsache ist, daß die Sammlung keinen Oberkieferschnabel vom *Nautilus*-Typus enthält. Anderseits ist es interessant, daß das vorliegende Fossil dem rezenten *Nautilus*-Unterkiefer ähnlicher ist als *Conchorhynchus*, der sich durch einen glücklichen Fund als Unterkiefer eines *Nautilus* (des *Temnocheilus bidorsatus*) erwiesen hat (s. Cephalopodenkatalog pag. 363).

---

[1]) Der Größe nach könnte dieses Fossil ganz gut der zu *Rh. Teschenensis* gehörige Unterkiefer sein.



Figur 32 stellt den Gegendruck, wie er uns erhalten ist, dar. Die Scheitelregion ist also eingetieft. Figur 33 ist das Positiv (ein Gipsabguß).

Der Radius mißt 38 *mm*, derjenige des *Nautilus pompilius* ebensoviel.

Fundort: Wawidlo. Wernsdorfer Schichten. 1 Exemplar.

Taf. IV, Fig. 34. Unterkieferstück (Scheitelregion von vorn gesehen.)

Wir unterscheiden an dem Fossil drei Schichten: eine innere und eine äußere Kalkschicht und dazwischen eine dunkle kohlige (hornige) Schicht. Ich habe die oberste Spitze der inneren Kalkschicht weggebrochen, um zu zeigen, daß letztere genau wie beim rezenten *Nautilus* nur eine dünne Einlagerung bildet.

Das Fossil ähnelt einigermaßen demjenigen, welches Ooster (Suppl. *B*, Fig. 7) als *Rhynchotheutis* abbildet.

Die oberflächliche Zeichnung ist genau wie dort und wie auf den Flügellappen des *Nautilus*-Kiefers. Die Form der inneren Kalklage entspricht jener des Unterkieferschnabels des *Nautilus* (vgl. Textfigur 2 und Taf. IV, Fig. 32). Wir haben hier einen eigentümlichen Erhaltungszustand eines Cephalopodenunterkiefers vor uns. Es ragt nämlich die vordere, respektive innere Seite der Scheitelregion aus dem Gesteine heraus und es sind beide Kalklagen, die äußere obere und die untere innere erhalten. Dies konnte nur möglich werden durch eine sehr rasche und feste Umhüllung des Fossils. Dafür spricht auch die schwarze bituminöse Masse, welche das Fossil umgibt. Sie steht keinesfalls in irgend einer Beziehung zur Tinte der *Sepia* (wie Bronn und andere meinten), sondern ist tierisches Bitumen, wie schon der Geruch beim Anschlagen verrät.

Wir sehen den Kiefer von der Kaufläche aus; er ist seitlich zusammengedrückt, wie der sehr spitze Winkel rechts oben lehrt. Von Oosters Abbildung unterscheidet sich die hier gegebene hauptsächlich hierdurch; denn dort ist der Schnabel nicht schief gedrückt und daher symmetrisch. Oosters Bezeichnung *Rhynchotheutis* ist entschieden abzulehnen, da weder irgendwelche Ähnlichkeit, noch irgendwelche Beziehung zu diesem Typus aufzufinden ist.

Fundort unbekannt. Oberer Teschener Schiefer. 1 Exemplar.

Taf. V, Fig. 35. Unterkiefer (1 oberer Lappen von der Seite gesehen).

Ein Vergleich dieses Fossils mit Taf. V, Fig. 65, der Seitenansicht des *Nautilus*-Unterkiefers ergibt eine auffallende Ähnlichkeit zwischen beiden Formen sowohl

1. in der äußeren Form als auch
2. in der Streifung und Runzelung der Oberfläche.

Das Fossil vollständig aus dem Gesteine herauszuarbeiten, ist nicht gut möglich, da die dunkle Hornmasse weicher ist als das um-

gebende Gestein; doch konnte wenigstens so viel freigelegt werden, um zu zeigen, daß in der Tat ein Gegenlappen vorhanden ist.

Der Halbmesser beträgt 20 *mm*, die größte Breite ebensoviel.

Fundort: Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer.

Taf. V, Fig. 36. Unterkiefer (1 oberer Lappen von der Seite gesehen, im Gegendruck).

Der schärfere Eindruck und die dunklere Färbung längs des Innenrandes weisen darauf hin, daß hier ein Umschlag der hornigen Masse vorhanden war. Am Außenrand ist sie naturgemäß mehr gerunzelt und weniger scharf abgegrenzt. Die Kalksubstanz ist weder bei diesem noch bei dem vorher besprochenen Reste erhalten. Die Länge des einen Lappens beträgt hier 24 *mm*, die größte Breite 16 *mm*. Diese Form ist, wie die Zeichnung ersichtlich macht, bedeutend schlanker und schmäler als die eben vorher beschriebene.

Wir kennen bisher sechs verschiedene Erhaltungszustände von Unterkieferresten.

1. *Conchorhynchus*, gewöhnliche Erhaltungsweise: Scheitelregion von außen (zum Beispiel Taf. V, Fig. 43).
2. *Conchorhynchus*, seltenere Erhaltungsweise (Quenst., Fig. 34), ähnlich hier in Taf. IV, Fig. 34: Scheitelregion mit der Kaufläche von innen (siehe auch Cephalopodenkatalog, Fig 80*d*).
3. *Rhyncholithes duplicatus*, Münster (Taf. V, Fig. 4); wie 1, nur mit erhaltener oberer Kalkbekleidung.
4. Beide Lappen des Flügels ausgebreitet, ohne Kalkeinlage (wie Taf. IV, Fig. 30).
5. Ebenso mitsamt der Kalkeinlage (Taf. IV, Fig. 32 und 33).
6. Ein Lappen des geschlossenen Flügels von der Seite (Taf. V, Fig. 35 und 36).

Damit ist die auf pag. 96 und 97 erörterte Tatsache, daß die Verschiedenheit im Erhaltungszustand Artunterschiede vollkommen überwiegt, mit Beispielen belegt.

Fundort: Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer.

Taf. V, Fig. 37. Oberkieferflügel vom *Nautilus*-Typus(?) (*Sidetes Morloti*, Ooster).

Ooster hat ein Fossil, welches er Taf. VII, Fig. 11 abbildet und als *Sidetes Giebel* beschreibt, wohl mit Unrecht für einen *Aptychus* gehalten und gibt daher eine wahrscheinlich unzutreffende Rekonstruktion (Taf. VII, Fig. 12). Unser vorliegendes Fossil gleicht der Oosterschen Abbildung genau und stellt wohl dasselbe vor wie diese. Denken wir uns einen *Nautilus*-Oberkiefer, nachdem der Schnabel herausgefallen ist, breitgequetscht, so müßte eine sehr ähnliche Form resultieren (vgl. Textfigur 20, I). Jedenfalls spricht folgendes für die Annahme, daß wir es hier mit einem Flügelfortsatze zu tun haben:

1. Die schwarze, hornige Masse.
2. Der scharf abgegrenzte, verdickte Innenrand (auf der Abbildung vom Scheitel nach unten divergierend).

3. Die sicher festzustellende Doppelschicht (der Umschlag); eine Anbohrung links neben dem Scheitel ließ nämlich zwei durch eine ganz dünne Gesteinslage getrennte dunkle Schichten erkennen und auch rechts vom Scheitel unterscheidet man zwei übereinanderliegende schwarze Häutchen. In der Scheitelregion tritt des Fossil etwa 4 *mm* hoch aus dem allgemeinen Niveau seiner Ausbreitung heraus; die Emporwölbung der Scheitelregion geschieht zum Teil durch Aufbiegung, zum Teil durch Bruch; innerhalb derselben liegt die doppelte, außerhalb derselben die einfache Hornschicht.

4. Die Scheitelöffnung entspricht der Stelle, wo der feste Schnabel eingefügt war.

5. Die Runzelung und Streifung entspricht jener des rezenten Flügels des *Nautilus*-Kiefers.

Nach der Form der Scheitelöffnung und nach der ungelappten Gesamtform ist zu schließen, daß vorliegendes Fossil einem Oberkiefer als Flügelfortsatz angehörte. Hier können wir ferner (im Gegensatze zu den Unterkieferstücken) auch den Typus bestimmen: Als ungeteilter Flügel gehörte dieser Flügelfortsatz jedenfalls einem Schnabel mit ungefurchter Oberfläche des Schaftes an, also einem solchen vom Typus des *Rh. obtusus* oder des rezenten *Nautilus*-Schnabels.

Fundort: Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer.

Taf. V, Fig. 38. Flügelfortsatz eines Unterkiefers (?).

Das hier abgebildete Fossil scheint ein den Oberkiefer umfassender Unterkiefer zu sein. Wir sehen auch hier den geraden, scharfen Innenrand, die Einbuchtung am Scheitel und einen undeutlicheren Außenrand. Runzelung und Streifung sind nur undeutlich, aber in der gewöhnlichen Weise wahrzunehmen.

Jede Hälfte ist 15 *mm* lang und etwa 10 *mm* breit.

Fundort: Ludwigstollen, Niederlischna. Oberer Teschener Schiefer.

Taf. V, Fig. 39. Flügelfortsatz eines Oberkiefers vom *Nautilus*-Typus (?).

Die Zugehörigkeit dieses Fossils zu den Chephalopodengebissen ist sehr wahrscheinlich, den erstens haben wir dieselbe leicht gerunzelte und von Sprüngen durchsetzte, dunkle Masse vor uns und zweitens scheint es, als ob man am Scheitel (auf der Abbildung rechts) den Abdruck des kalkigen Schnabels beobachten könnte.

Nur ist die Form eine von der gewöhnlichen Erhaltungsweise völlig verschiedene; während der Kiefer in Fig. 40 von oben, vom Scheitel aus auseinandergedrückt und vollständig entfaltet erscheint, ist hier ein Druck von der Rückenseite her anzunehmen; daher ist das Mittelstück glatt, beiderseits desselben aber zahlreiche Falten. Die Gesamtform und die Umrisse des kalkigen Schnabels verraten, daß es sich um einen Oberkiefer handelt. Der Schnabel ist unterhalb des Flügels zu denken; es war eben an dieser Stelle eine Erhöhung des Fossils über sein allgemeines Niveau und es wurde die hornige Substanz dort abgewetzt. Da der Flügel einheitlich und ungeteilt erscheint, ist er dem *Nautilus*-Typus oder dem Typus des *Rh. obtusus*

zuzurechnen. Der Erhaltungszustand entspricht jenem, den wir bei *Conchorhynchus* gewöhnlich beobachten (s. Taf. V, Fig. 43), von Oberkiefern ist es bisher das einzige Beispiel. Daß Unterkiefer häufiger derartig vorkommen, ist in der festen Stützleiste, welche beim *Conchorhynchus* an der Oberseite entlang zieht, begründet.

Das in Fig. 39 abgebildete Fossil könnte ganz gut als Oberkiefer zu Fig. 38 als Unterkiefer gedacht werden.

Fundort: Tisownitz. Oberer Teschener Schiefer. 1 Exemplar.

IV. Zwei Bemerkungen zu den Einzelbeschreibungen.

A. Unterscheidung von Ober- und Unterkiefer.

Wir haben bei den zuletzt beschriebenen problematischen Fossilen zu entscheiden versucht, ob sie Ober- und Unterkiefern zuzuweisen seien; es muß im Auge behalten werden, daß diese Zuordnung sich auf die Anatomie der rezenten Cephalopodengebisse stützt und nur Berechtigung hat, wenn analoge Unterschiede bei den fossilen Gebissen bestanden. Insbesondere stützt sich unsere Beurteilung der letzteren auf zwei Beobachtungstatsachen:

1. Die Oberkiefer besitzen solide Kalkschnäbel, die Unterkiefer nur kalkige Krusten.

So ist es beim rezenten *Nautilus* der Fall, während bei den rezenten Dibranchiaten verkalkte Kiefergebisse überhaupt nicht vorkommen. Daß die Flügelfortsätze des *Nautilus* auch ohne Verkalkung gefunden werden können, wird durch nachfolgende Beobachtung bestätigt:

Da ich das mir zur Verfügung stehende *Nautilus*-Gebiß einen Tag trocken liegen ließ, sprang im Oberkiefer der kalkige Teil von selbst von der hornigen Umhüllung ab; im Gegensatze hierzu bröckelte sich die Kalksubstanz des Unterkiefers in ganz kleinen Partien (kreidigen Körnchen) los. Man darf danach sehr wohl erwarten, solide Kalkstücke (Schnäbel, becs) der Oberkiefer, nicht aber solche der Unterkiefer isoliert zu finden; vom letzteren können sich nur die Flügelfortsätze mit oder ohne kalkige Einlagerung erhalten, insbesondere aber die Scheitelregion, weil diese die Kalkstütze enthält und auch die Hornschicht umgeschlagen, also verdoppelt ist [1]).

2. Der Schnabel des Oberkiefers greift in denjenigen des Unterkiefers ein, daher die charakteristische Verschiedenheit in der Form (man stelle sich Fig. 67 in Fig. 65, resp. in die Torbogenöffnung Textfigur 2 eingreifend vor).

Nach Punkt 1 und 2 hätten wir also alle isoliert (ohne Flügelfortsätze) gefundenen spitzen Schnäbel für Oberkieferstücke und alle (in ihrer Erhaltung an die umgebende Hornmasse gebundenen) torbogenähnlichen Stücke (wie Taf. IV, Fig 34) für Unterkiefer zu halten.

---

[1]) Einen solchen Erhaltungszustand repräsentiert *Conchorhynchus Blainv.*

Es scheint nicht wahrscheinlich, daß bei manchen fossilen Cephalopoden andere Verhältnisse geherrscht hätten, etwa in der Art, daß auch die Unterkiefer solide Kalkschnäbel vom Aussehen der Rhyncholithen besessen hätten; denn in diesem Falle mußte der anatomische Bau des Gebisses doch allzu verschieden gewesen sein von demjenigen aller rezenten Cephalopoden; es wäre das so charakteristische Eingreifen des Oberkiefers in den Unterkiefer nicht denkbar, wenn die Kalkeinlagerung des letzteren nicht, wie beim rezenten *Nautilus* (Textfigur 2) ausgehöhlt, sondern zu einem kompakten Kalkstück zusammengeschlossen gewesen wäre.

Allerdings nähern sich einige Formen des *Rhynchotheutis*-Typus der ausgehöhlten Form der Unterkieferschnäbel durch ihren tiefen Ausschnitt. Insbesondere gilt dies für *Rh. fragilis Pictet-Loriol* [1]), welchen Zittel [2]) in der Tat für ein Unterkieferstück hielt; indes glaube ich, daß auch diese Form weit eher einem Oberkieferstück entspricht. Wir müßten im anderen Falle einen vom *Nautilus*-Unterkiefer sehr verschiedenen Bau annehmen. Bei letzterem ist nämlich die Verkalkung ober- und unterhalb der hornigen Masse des Flügels vollständig getrennt und eine Spitze überhaupt nicht vorhanden (Taf. V, Fig. 65). Bei *Rh. fragilis* wären die obere Deckkruste und die innere Kalkeinlagerung zu einem einheitlichen Schnabel verbunden, der noch dazu auch den Oberkieferschnäbeln vollkommen analog gebaut ist, indem wir deutlich Kapuze und Schaft unterscheiden etc. Mit voller Sicherheit wäre die Frage erst entschieden, wenn man einen Schnabel vom *Rhynchotheutis*-Typus in Verbindung mit seinem Unterkiefer fände. Jedenfalls besteht die überaus unwahrscheinliche Möglichkeit, daß gewisse Rhyncholithen Unterkiefern zuzuweisen seien, nur für den *Rhynchotheutis*-Typus, da die Unterkiefer des *Nautilus*-Typus ja bekannt sind.

3. Die hornigen Bestandteile (Flügel) aller rezenten Cephalopodengebisse lassen Ober- und Unterkiefer gut unterscheiden, indem überall der Unterkiefer in zwei Lappen ausläuft, zwischen welche der ungelappte Oberkiefer eingreift (vgl. die Abbildungen in d'Orbignys „*Mollusques*"). Der hierauf gegründete Analogieschluß für fossile Reste gilt in erster Linie für den *Nautilus*-Typus und bedarf für die übrigen Rhyncholithen [3]) erst beweisender Funde. Man darf nicht außer acht lassen, daß jede Konstatierung immer nur für die Formengruppe beweisend ist, bezüglich derer sie gemacht wurde. Wir können zum Beispiel nicht Beobachtungen, die an einem bestimmten Fossil vom *Rhynchotheutis*-Typus gemacht wurden, auf den ganzen Typus, wie er bisher provisorisch definiert wurde, beziehen. Man kann auf Grund des vorhandenen Materials nicht sagen, wie die Unterkiefer desjenigen Typus, welcher durch einen dreiteiligen Flügel im Oberkiefer charakterisiert ist, aussahen. Waren sie auch dreiteilig? Teilten sie sich außerdem

---

[1]) Pictet und Loriol, Taf. VIII, Fig. 3—4.

[2]) Handbuch 1884.

[3]) *Rhynchotheutis* I. und II. Gruppe, *Scaptorhynchus*, Typus des *Rh. obtusus* und *Palaeotheutis* (s. pag. 141).

in zwei Lappen, um den Oberkiefer zu umschließen? Nach dem oben Gesagten kann die Antwort für die verschiedenen, unter dem *Rhynchotheutis*-Typus zusammengefaßten Gruppen wohl auch verschieden ausfallen.

B. Natürliche Gattungen.

Noch schwerer, zum Teil noch unmöglich ist es, zu bestimmen, welchen Cephalopoden die vorgefundenen Gebisse angehörten.

An Tatsachen ist zur Beantwortung dieser Frage sehr wenig vorhanden.

In Betracht kommt folgendes:

1. Glückliche Funde haben, wie der Cephalopodenkatalog ausführt, erwiesen, daß gewisse Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus tatsächlich Nautiliden angehören. Ein Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung ist auch das Vorkommen dieser Schnäbel im Tertiär.

2. Die geologische Verbreitung ist sehr merkwürdig: Die ersten sicheren Rhyncholithen sind aus dem Muschelkalke beschrieben, sie gehören ausnahmslos dem *Nautilus*-Typus an. Der *Rhynchotheutis*-Typus erscheint im Jura (Kelloway), ist in der Kreide am häufigsten und dauert im Typus *Scaptorhynchus* im Tertiär noch fort[1]). Im Tertiär gibt es auch noch Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus. Daher die Tabelle:

Mittlere und obere Trias	*Nautilus*-Typus	—	—
Jura und Kreide	„	*Rhynchotheutis* I. und II. Gruppe	?
Tertiär	„	?	*Scaptorhynchus*

3. Die Literatur enthält spärliche Nachrichten über das Zusammenvorkommen von Rhyncholithen mit anderen Cephalopodenresten (pag. 107).

Wenn wir uns auf das Gebiet der Vermutungen hinauswagen wollen, so ließe sich folgendes erwägen:

Es erscheint wahrscheinlich, daß die Vorfahren des heutigen *Octopus*, der *Sepia* und anderer Dibranchiaten ebenso wie diese unverkalkte, ganz hornige, scharf zugespitzte und stark hakig gekrümmte Gebisse besaßen, hingegen die Vorfahren des rezenten *Nautilus* verkalkte, viel stumpfere und wenig gebogene. Dem tiefgehenden anatomischen Unterschiede beider Ordnungen der Cephalopoden entspricht auch in bezug auf die Ernährung eine verschiedene Lebensweise[2]):

[1]) Wenn *Scaptorhynchus* und *Rhynchotheutis* II. Gruppe sich als wesentlich verschieden erweisen, müßte man anstatt des Obigen sagen: *Rhynchotheutis* besteht nur im Jura und Kreide, im Tertiär erscheint *Scaptorhynchus*.

[2]) Worauf Owen 1832 hinweist.

Bei den Dibranchiaten tritt das Zerreißen und Zerfleischen, bei den Tetrabranchiaten das Zermalmen in den Vordergrund, ein biologischer Unterschied, der sich naturgemäß insbesondere in der Beschaffenheit der Gebisse ausdrückt: diejenigen der Dibranchiaten sind den Caninen, das des *Nautilus* den Molaren der höheren Tiere vergleichbar. Bei den Rhyncholithen des *Nautilus*-Typus ist in der Tat ein völlg gerundeter, breiter Kauhöcker auf der Unterseite des Schnabels vorhanden und das vordere Ende verhältnismäßig stumpf.

Andere Rhyncholithen aber sind — wie *Rh. Teschenensis* — mit einem eigenen Zahn bewehrt, wodurch der Schnabel eine scharfe Spitze und hakige Krümmung erhält. Andere wieder — wie *Rh. sulcatus* — besitzen eine dünne, nadelförmige Spitze. Die Tiere, denen solche Schnäbel zugehörten, müßten in ihrer Lebensweise, insbesondere bezüglich der Ernährung vom *Nautilus* wohl sehr verschieden gewesen sein; denn ein Zermalmen von Muschelschalen war mit so gebauten Schnäbeln nicht möglich. Die Verkalkung weist allerdings auf dem *Nautilus* verwandte Tiere, die Form dieser Schnäbel aber weit eher auf Dibranchiaten. Es gilt dies insbesondere für jene Schnäbel, welche ich als II. (sich dem *Scaptorhynchus* nähernde) Gruppe der Rhynchotheuten zusammengefaßt habe. Ich würde deshalb den *Scaptorhynchus Bell.* eher einem Dibranchiaten zuschreiben als der Gattung *Aturia*. Träfe dies zu, daß heißt, würde durch einen glücklichen Fund entweder ein dibranchiater Cephalopod entdeckt, der mit dem *Scaptorhynchus*-Gebiß in unzweifelhafter Weise in Verbindung steht, oder würde man in Verbindung mit einer Schale von *Aturia* einen Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus finden, so wäre damit bewiesen, daß gewisse Dibranchiaten kalkige Schnäbel bis ins Tertiär besaßen und man könnte dann ohne Bedenken die Rhynchotheuten der II. Gruppe (pag. 105 und 120) Dibranchiaten (Belemnoideen) zusprechen. Für die Rhynchotheuten der I. Gruppe wäre dies wahrscheinlich, weil sie durch den dreiteiligen Flügel und durch eine gleiche mit einem Ausschnitt versehene Grundform der Kapuze mit den Rhynchotheuten II. verbunden sind und auch Übergangsformen zwischen beiden Gruppen zu bestehen scheinen (*Rh. Neocomiensis*). Es wäre aber auch möglich, die sich vom *Scaptorhynchus*-Typus mehr entfernenden Schnäbel in diesem Falle den Ammonoideen zuzuweisen. Wir hätten dann unter den Rhyncholithen Nautiloideen-, Ammonoideen- und Belemnoideenschnäbel vertreten und es wäre noch zu erforschen, wodurch sich die beiden letzteren voneinander unterscheiden. Ganz anderes ergibt sich, wenn die Zugehörigkeit des *Scaptorhynchus* zu *Aturia* erwiesen würde. Wir sollten dann eigentlich schließen, daß, wenn derjenige Rhyncholith, welcher unter allen Formen dem *Nautilus*-Schnabel am unähnlichsten ist, einem Tiere aus der Familie der Nautiliden angehört, die anderen bisher vom *Nautilus*-Typus abgetrennten, diesem aber viel näher stehenden Typen wohl auch Nautiliden zuzurechnen seien.

In diesem Falle müßten wir annehmen, daß die *Ammonoidea* und alle *Dibranchiata* bisher nicht gefundene, also wahrscheinlich unverkalkte Gebisse besaßen. Dasselbe gilt für die übrigen Familien der *Nautiloidea*, denn aus der Blütezeit dieser Cephalopoden sind

uns keine Rhynholithen erhalten; sie erscheinen erst[1]) zu einer Zeit, da die Nautiloideen bis auf die Gattungen *Orthoceras* und *Nautilus* bereits ausgestorben waren, und sie entfalten die größte Formenmannigfaltigkeit erst, da die Nautiliden fast schon zur heutigen Formenarmut herabgesunken waren, so daß nur die Untergattung *Nautilus s. str.* für die jurassischen und cretacischen Rhyncholithen in Betracht käme. Wir hätten nun nicht genug *Nautilus*-Arten, um den großen und vielen Verschiedenheiten der Rhyncholithen untereinander Rechnung zu tragen. So enthält der Grodischter Sandstein eine einzige *Nautilus*-Art und sechs verschiedene Rhyncholithen. Zweitens ergäbe sich die befremdende Tatsache, daß der Schnabel eines triadischen *Temnocheilus* (*Rh. hirundo*) demjenigen des rezenten *Nautilus* viel ähnlicher sieht als der Schnabel eines cretacischen *Nautilus s. str.* Es ist endlich überaus unwahrscheinlich, daß Tiere derselben Gattung Kiefergebisse (respektive Schnäbel) von so wesentlicher Verschiedenheit, wie sie zum Beispiel zwischen *Rh. hirundo* und *Rh. sulcatus* besteht, gehabt hätten.

Es erscheint somit Zittels Ansicht, daß alle Rhyncholithen Nautiliden zuzuschreiben seien, unhaltbar. Wir müssen im Gegenteil einen großen Teil fossiler Schnäbel auf andere Cephalopoden (*Ammonoidea* und *Dibranchiata*) beziehen. Dies gälte auch dann, wenn ein glücklicher Fund die Zugehörigkeit des *Scaptorhynchus* zu *Aturia*[2]) erweisen würde. Wir stünden dann vor der sonderbaren Tatsache, daß

1. die Schnäbel zweier Nautiliden derselben geologischen Zeit (*Nautilus* und *Aturia*, *Rh. Allioni* und *Scaptorhynchus*) voneinander weit mehr abweichen, als der Schnabel eines Nautiliden (*N. pompilius*) der Gegenart von demjenigen eines Ammoniten[3]) der Kreide (zum Beispiel *Rh. Teschenensis*), und daß

2. der Schnabel eines Nautiliden des Tertiärs (*Scaptorh.*) gewissen Ammonitenschnäbeln des Jura und der Kreide (*Rh. acutus Quenstedt*, *Rh. sulcatus*) auffallend ähnlich sieht.

Es wird mithin einstweilen die erste Annahme, daß *Scaptorhynchus* einen Dibranchiatenschnabel darstelle, mehr Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Die Rhyncholithenliteratur enthält folgende vage Angaben:

d'Orbigny (Mollusques 1845) gibt nur bei *Rh. alatus* (Neocom) an, daß derselbe gemeinsam mit *Belemnites Emerici* vorkomme. Sonst fehlen derartige Notizen.

Bronn (1852) schreibt die Rhynchotheuten nackten Cephalopoden zu, ohne dies zu begründen.

Giebel (1852) gibt an, daß *Rhyncholithes* (*Rhynchotheutis*) *Emerici* im unteren Lias von Daßlingen nur mit *Belemnites brevis* zusammen vorkomme.

[1]) und zwar sofort ziemlich zahlreich.
[2]) Wie Zittel vermutet.
[3]) oder Dibranchiaten.

Pictet und Loriol (1858) beschreiben Rhynchotheuten aus belemnitenführenden Schichten (Neocom von Voirons).

Marck (1858) berichtet, daß er im Gault von Westfalen zahlreiche *Rhynchotheutis minima* gemeinsam mit *Belemnitella mucronata* gefunden habe.

Ooster (1860) erwähnt, daß seine *Rh. Escheri*, *Quenstedti*, *Brunneri*, *Bucklandi* und *Meyrati* in den Schichten des *Belemnites monosulcus Banhinus* (Jura) gefunden wurden.

Fritsch (1872) beschreibt aus der böhmischen Kreide fünf Ammonitenarten, eine *Nautilus*- und eine Belemnitenart und dazu nur einen Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus.

Für das schlesische Neocom ergibt sich folgende Vergleichstabelle:

	Nautilus	Ammoniten	Belemniten	*Nautilus*-Typus	*Rhynchotheutis* I.	*Rhynchotheutis* II.	Probl. Flügelfortsätze
Oberer Teschener Schiefer	2 (je 1 Ex.)	ca. 30	6 (2 häufig)	—	—	4	8
Grodischter Sandstein	1	ca. 12	4	1 (4 Ex.)?	4 (6 Ex.)	—	—
Wernsdorfer Schichten . . .	2 (selten)	ca. 80 (mehrere sehr häufig)	9 (alle selten)	—	—	—	—

Vom Typus *Rhynchotheutis* gehören dem Grodischter Sandsteine an:

Rh. Teschenensis (3 Exempl.).
„ *Hoheneggeri*
„ *squammatus*
„ *Silesiacus*

dem oberen Teschener Schiefer:

Rh. Neocomiensis
„ *Uhligi*
„ *sulcatus*
„ *striatus.*

Außerdem stammen aus letzterem acht Flügelfortsätze, deren Zugehörigkeit zu den Nautiliden wahrscheinlich ist.

Aus dem Grodischter Sandsteine stammt noch der eigenartige *Rh. obtusus*, welcher sich sowohl vom *Nautilus*-Typus als auch vom *Rhynchotheutis*-Typus wesentlich unterscheidet.

Aus den Wernsdorfer Schichten haben wir einen einzigen *Nautilus*-Unterkiefer und keine Rhyncholithen.

Es ist hervorzuheben, daß die hochgewölbten, der I. Gruppe der Rhynchotheuten angehörigen Formen sich nur im Grodischter Sandstein, die flachen, dünnspitzigen Formen dagegen nur im oberen Teschener Schiefer finden.

Das in der Tabelle ausgedrückte Resultat spricht entschieden für die Zuweisung der Rhynchotheuten zu den Belemniten.

Dies spricht sich insbesondere in der Fauna der Wernsdorfer Schichten aus, welche, obwohl fast reine Ammonitenfauna, gar keinen Rhyncholithen finden ließ.

Allerdings sind aber aus der Zahl der vorgefundenen Schnäbel keine weitergehenden Schlüsse zu ziehen, da solcherlei Funde doch allzusehr zu den Seltenheiten gehören und zu sehr vom Zufall abhängen, um in Verhältniszahlen verwertet werden zu können; auch die Beschaffenheit des Sediments spielt für die Erhaltung eine überwiegende Rolle. (Vgl. oberer Teschener Schiefer und Grodischter Sandstein.)

Bemerkenswert ist schließlich die Tatsache [1]), daß in den Aptychenschiefern bisher keine Rhyncholithen gefunden wurden. Da die Aptychen ebenso wie die Gebisse mit den Weichteilen der Tiere in Verbindung standen, dürften wohl die für die Erhaltung und Ansammlung der Aptychen günstigen Bedingungen in gleicher Weise auch für die Rhyncholithen geherrscht haben. Ihr gänzlicher Mangel in den Aptychenschichten scheint zu beweisen, daß die Schnäbel der Ammoniten nicht erhaltungsfähig waren. Es dürften demnach die mannigfaltigen, oft vorzüglich erhaltenen Rhyncholithen nicht den Ammonitentieren angehört haben. Es scheint vielmehr, daß die fossilen *Tetrabranchiata* (alle *Nautiloidea* mit Ausnahme der Nautiliden und vielleicht *Aturia* und die *Ammonoidea*) unverkalkte Gebisse besaßen wie die rezenten *Dibranchiata*, hingegen gewisse fossile *Dibranchiata* feste, verkalkte Schnäbel hatten wie die rezenten *Tetrabranchiata* (*Nautilus*).

Es ist endlich sonderbar, daß an jenen Exemplaren von Belemnitiden, welche sogar noch zarte Weichteile erkennen lassen, keine Spur von Rhyncholithen zu sehen ist. (Siehe die Abbildungen bei Quenstedt und die Reproduktionen in Zittels Grundzügen, Fig. 1215, 1224 und 1233.) Dieser Mangel kann aber keinswegs gegen die oben vertretene Ansicht sprechen, da unverkalkte, hornige Schnäbel ja ebensogut hätten Eindrücke hinterlassen können. Die Kiefer, welche verhältnismäßig lose im Fleische des Tieres staken, sind eben herausgefallen und weggeschwemmt worden. Man hat bisher niemals einen Rhyncholithen in Verbindung mit einem Belemniten oder einem Ammoniten aufgefunden, ebensowenig aber hornige Schnäbel; letztere sind, soviel ich weiß, fossil unbekannt.

[1]) Worauf mich Herr Prof. Uhlig aufmerksam machte.

V. Ergänzende Einzelbeschreibungen von Rhyncholithen verschiedener Schichten.

Um dem Plane dieser Studie, ein erster Versuch einer Monographie der Cephalopodengebisse zu sein, etwas näher zu kommen, ist es notwendig, den allgemeinen Abschnitt noch durch einige typische Einzelbeschreibungen zu vervollständigen. Hierzu eignen sich die in der paläontologischen Sammlung der Wiener Universität befindlichen Stücke, welche mir Herr Professor Diener in liberalster Weise zur Bearbeitung überließ.

Es wurde wiederholt der wesentliche Unterschied hervorgehoben, der zwischen den zwei großen Gruppen der Rhyncholithen besteht, die als *Nautilus*-Typus und *Rhynchotheutis*-Typus voneinander abgetrennt wurden. Das Material aus der schlesischen Kreide hat uns kein Beispiel aus der ersten Klasse kennen gelehrt. Das am häufigsten abgebildete — allerdings nirgends präzis beschriebene — Fossil des *Nautilus*-Typus ist *Rh. hirundo* (pag. 100). Die paläontologische Sammlung enthält einen sehr ähnlichen Schnabel, welchen ich

1. *Rh. Cassianus nov. sp.*

(*Nautilus*-Typus. Till emend.)

Taf. V, Fig. 40—42

nennen möchte, da er aus den St. Cassianer Schichten stammt. Quenstedt konnte vor mehr als einem halben Jahrhundert sagen, daß *Rh. hirundo* sich vom *Nautilus*-Typus am weitesten entferne; nachdem wir aber später die mit *Rhynchotheutis* und *Scaptorhynchus* bezeichneten Formen kennen gelernt haben, erscheint uns im Verhältnis zu diesen der Schnabeltypus des *Rh. hirundo* und *Cassianus* geradezu als „*Nautilus*-Typus“.

Beschreibung.

Die Kapuze ist sehr hoch und schmal ($H/B > 1$), glatt und in eine stumpfe Spitze zulaufend. Das Profil der Oberseite ist stark konvex gekrümmt (hochgewölbt). Der Hinterrand ist verbrochen, doch ist die deltoidische Form der Oberfläche der Kapuze nicht zu verkennen.

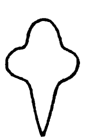
Der Schaft ist im Profil konkav gekrümmt, rückwärts breiter als vorn, glatt mit Ausnahme der deutlich wahrnehmbaren Längsstreifen, welche von der Naht zwischen Vorder- und Hinterteil nach dem Hinterrande des letzteren hin divergieren und von der Anheftung der hornigen Flügel herrühren [1]). Der Hinterrand des Schaftes ist nicht vollständig erhalten, doch scheint er in gleicher Weise abgestutzt gewesen zu sein, wie beim rezenten *Nautilus*.

---

[1]) Dieses Merkmal verbindet den *Rh. obtusus* mit dem „*Nautilus*-Typus“.

Die Unterseite ist vorn konvex, rückwärts (im letzten Drittel der Länge) konkav. Der vordere Wulst, welcher die Kaufläche bildet, ist in der Mitte der Länge verbreitert, so daß andeutungsweise ein Kreuz gebildet wird (Textfigur 21).

Fig. 21.



Der Hinterrand der Unterseite weist eine undeutliche, plumpe Kerbung auf. Eine vom Scheitel zum Hinterrand des Schnabels gezogene Linie verläuft geradlinig, es ist keine Hakenkrümmung vorhanden.

Unterschiede von *Rh. hirundo*[1]).

1. Die Gesamtform ist höher und schmäler (H/B).
2. Der Schaft ist breiter als die Kapuze, während beim *Rh. hirundo* das Umgekehrte der Fall ist (b_1 und b_2).
3. Die Kapuze ist auffallend schmal, daher der Scheitelwinkel (α) nur halb so groß als derjenige des *Rh. hirundo.*
4. Der Wulst auf der Unterseite (Kauwulst) ist stärker und plumper als beim Vergleichsbeispiel.
5. Bei *Rh. hirundo* ist der Rand der Unterseite vorn gekerbt und rückwärts glatt; hier gewahrt man am hinteren Ende einige Kerbungen, während der Vorderrand ungekerbt ist.

Vom rezenten *Nautilus*-Schnabel (Taf. IV, 1—3) unterscheidet sich *Rh. Cassianus* in den eben genannten Punkten 1, 2 und 3 und dadurch, daß das letzte Drittel der Unterseite viel stärker konkav ist als bei jenem. Beim rezenten *Nautilus*-Schnabel zieht nämlich der mediane Wulst bis ans hintere Ende, hier aber tritt an Stelle des Wulstes im letzten Drittel die starke Eintiefung.

Obwohl nach dem Gesagten *Rh. Cassianus* sich weiter vom rezenten *Nautilus*-Schnabel entfernt, wird doch kein Zweifel sein, daß er einem triadischen Nautiliden angehört habe; denn alle Abweichungen scheinen nur graduelle und nicht wesentliche Unterschiede darzustellen.

Fundort: St. Cassian. 1 Exemplar.

2. *Conchorhynchus sp.*

Taf. V, Fig. 43.

Es wurde auch des Typus *Conchorhynchus Blainville* Erwähnung getan, ohne daß es möglich gewesen wäre, aus dem schlesischen Neocom ein Beispiel hierfür zu erbringen; es scheint diese Unter-

[1]) Auf Grund der Abbildung bei Zittel, Grundzüge 1902, Fig. 1019.

kieferform nur Nautiliden von höherem geologischen Alter eigentümlich gewesen zu sein. Das Hauptvorkommen ist im Muschelkalk. Alle Exemplare stammen aus demselben mit Ausnahme eines einzigen, welches der Cephalopodenkatalog aus dem Lias von Lyme Regis abbildet (Fig 78 *g*, *h*)[1]).

Das hier abgebildete Fossil unterscheidet sich, wie alle Conchorhynchen, vom rezenten *Nautilus*-Unterkiefer durch die geteilte und fiederförmig berippte Medianleiste. Diese vertrat nicht etwa die Stelle der heutigen Kalkhaube der Oberfläche (s. Taf. V, Fig. 66), sondern war außer derselben noch vorhanden, denn Münsters Abbildung Taf. V, Fig. 4 zeigt bei bester Erhaltung Kalkhaube und Medianleiste. Letztere gab dem Fossil eine gute Stütze, weshalb wohl so viele Conchorhynchen und so verschwindend wenig Exemplare von Unterkiefern jüngerer (jurassischer und kretazischer) Nautiliden uns erhalten sind.

Die Gesamtform der hornigen Flügelfortsätze ist aus vorliegendem Stücke — wie gewöhnlich — nicht zu entnehmen. Wir kennen vollständig abgerundete, ungebuchtete und gebuchtete (oder gelappte) Formen (vgl. Münster, Taf. V, Fig. 3 und 4 und Quenstedt, Taf. XXXIV, Fig. 10 und 11). Es ist möglich, daß der Grad der Einbuchtung (Lappung) einen Artunterschied repräsentiert, wahrscheinlicher noch ist dies für die Form der Medianleiste und deren Fiederung (vgl. Münster, Taf. V, Fig. 2 und 3 und Cephalopodenkatalog Fig. 78 *g*). Da es einer Spezialstudie über hierhergehörige Formen wohl gelingen könnte, verschiedene Arten abzutrennen und da diese Fossilien nicht allzuselten und noch dazu in einem beschränkten geologischen Horizont gefunden werden, dürfte es sich empfehlen, den Namen beizubehalten. Das abgebildete Exemplar erscheint nicht gut genug erhalten, um einen Artnamen zu rechtfertigen.

Fundort: Hauptmuschelkalk von Crailsheim. 1 Exemplar.

Die paläontologische Sammlung enthält endlich einige einander sehr ähnliche Formen jurassischer Rhyncholithen, die wir wegen ihrer mit einer Furche versehenen Schaftoberfläche und wegen der Échancrure zum *Rhynchotheutis*-Typus stellen könnten. Sie entsprechen in ihren Einzelheiten weder der ersten noch der zweiten der innerhalb dieses Typus unterschiedenen Gruppen, sondern müßten als eine neue dritte Gruppe betrachtet werden.

Die Literatur über die Jurarhynchotheuten ist noch beschränkter als jene der Kreideformen; Ooster, d'Orbigny und Dumortier sind wahrscheinlich die einzigen Autoren, die mehrere Arten begründet haben. Der Cephalopodenkatalog beschreibt keine derartigen Rhyncholithen. Wir haben in der Tat noch gar kein Werk, nach welchem Bestimmungen von Jurarhyncholithen, die nicht dem *Nautilus*-Typus angehören, gemacht werden könnten. Im Wiener Hofmuseum befinden sich einige Stücke, welche mit den im Folgenden beschriebenen identisch sind und als *Palaeotheutis* etikettiert sind. Wenn man will, kann man vielleicht danach und weil der Name schon einmal vorhanden

[1]) Wenn man von dem problematischen *Conchorhynchus* aus der Kreide, den Fritsch (Vezmir) abgebildet hat, absieht.

ist (vgl. pag. 91 und 95) diese neue Gruppe von Rhynchotheuten bezeichnen. Allerdings gibt es einen *Palaeotheutis*-Typus, wie ihn d'Orbigny aufgestellt hat, in Wirklichkeit nicht; nach diesem Begründer des Namens soll *Palaeotheutis* unter anderem auch durch den Mangel von Seitenflügeln charakterisiert sein, was ebensowenig der Fall ist, als es irgendwelche Rhyncholithen „sans capuchon" gibt (s. historischer Abschnitt). Da wie dort wurde ein Unterschied im Erhaltungszustand als Gattungsunterschied gefaßt.

Es hätte also der hiermit eingeführte provisorische Typus *Palaeotheutis* mit der Gattung dieses Namens, wie sie von d'Orbigny begründet wurde, gar nichts zu tun; wir können die Bezeichnung mit anderem Inhalt aber gut beibehalten, da noch gar kein Fossil dieses Namens abgebildet wurde.

3. *Rhyncholithes Oxfordiensis nov. nom.*

(Typ. *Palaeotheutis*. Till emend.)

Taf. V, Fig. 44—52.

Mit der Beschreibung dieses in gewissen Schichten des *Oxfordiensis* auffallend häufigen Rhyncholithen soll zugleich der Typus *Palaeotheutis* charakterisiert werden. Wahrscheinlich ist das Fossil identisch mit einer der drei bei d'Orbigny beschriebenen *Oxford*-Arten [1]); dies bestimmt auszusagen, ist nicht möglich, da Abbildungen und Dimensionsangaben fehlen [2]).

Beschreibung.

Die Kapuze (Fig. 45, 48 und 51) wölbt sich von der etwas nach abwärts gekrümmten, starken Spitze ganz flach zur Naht zwischen Vorder- und Hinterteil. In der Abbildung hat die Kapuze die für den *Nautilus*-Typus charakteristische Gestalt, dies aber nur, weil die beiden Seitenlappen des Hinterrandes glatt weggebrochen sind. In Fig. 44 ist noch ein Stück derselben erhalten. Diese Lappen, welche den Ausschnitt (die Échancrure) flankieren, reichen sogar, wie Fig. 53 lehrt, so weit nach rückwärts, daß der Schaft oberflächlich ganz bedeckt wird, der rechte und linke Lappen berühren sich über demselben.

Der Schaft zerfällt oberflächlich durch zwei scharfe, geradlinige Kanten in drei Teile, das Mittelstück und die beiden Seiten. Ersteres ist etwas eingetieft, bildet also eine sehr flache, streng dreieckige Furche (Fig. 44, 47 und 50); dieselbe wird durch eine Linie, welche jedenfalls eine Art Muskeleindruck darstellt, in zwei nicht ganz gleiche Hälften geteilt. Der Hinterrand ist zwei- oder dreizackig, jedoch fast nie vollständig erhalten (Fig. 47 und 50).

---

[1]) *Rh. Coquandi*, *Emerici* und *Larus*.

[2]) Außer den genannten Exemplaren im Wiener Hofmuseum enthält auch das Prager Museum mehrere Rhyncholithen, welche zumindest dem Typus *Palaeotheutis*, höchstwahrscheinlich sogar der Art des *P. Oxfordiensis* angehören. Die Etikette lautet dort: *Rhynchotheutis Dupuynianus Pict.* Juraformation Raincourt. Ich konnte diesen Namen in der Literatur nicht finden.

Die Unterseite wird in der oberen Hälfte der Länge durch eine Rippe, die in der unteren Hälfte in eine Furche übergeht, in zwei symmetrische Teile geteilt. Die Rippe besitzt einen zahnartigen Vorsprung [1]), aber nicht wie bei *Rhynchotheutis Teschenensis* ganz vorn, sondern etwas unterhalb der Spitze (s. Profil Fig. 48).

Die Knickung des Vorderteiles gegen den Schaft ist auffallend stark ($\sphericalangle \varkappa < R$) (Fig. 51). Die Unterseite und die Oberfläche der Kapuze sind ganz glatt, während die Oberfläche und die Seiten des Schaftes die welligen Anwachsstreifen aufweisen. Man kann bei dieser Schnabelform deutlich drei Varietäten unterscheiden, welche im wesentlichen vollkommen übereinstimmen, aber in den Verhältniszahlen differieren:

Bei der Varietät *a* (Fig. 47—49) ist Kapuze und Schaft am breitesten und der zahnartige Vorsprung am stärksten ausgeprägt. Bei der Varietät *c* (Fig. 50—52) ist letzterer nur wenig hervorragend, Kapuze und Schaft sehr schmal. Die Varietät *b* steht mit beiden Merkmalen in der Mitte zwischen *a* und *c* (Fig. 44—46).

Fundort: Rians, Var, Oxfordien.

Exemplare [2]): Var. *a* 4, Var. *b* 8, Var. *c* 3, zusammen 15.

4. *Rhyncholithes cf. Oxfordiensis nov. nom.*

(Typ. *Palaeotheutis.* Till emend.)

Taf. V, Fig. 53—55.

Dieser Schnabel, welcher aus derselben Lokalität in einem ausgezeichnet erhaltenen Exemplar vorliegt, unterscheidet sich von dem beschriebenen *Rh. Oxfordiensis* nur durch den weit flacheren Krümmungswinkel ($\varkappa$) von Kapuze und Schaft. Der Erhaltungszustand ist besser als bei allen Exemplaren des *Rh. Oxfordiensis.*

5. *Rhyncholithes cordiformis nov. sp.*

(Typ. *Palaeotheutis.* Till emend.)

Taf. V, Fig. 56—58.

Der Name wurde gegeben nach der herzförmigen Gestalt der Oberfläche der Kapuze. Der Schnabel zeigt die Charakteristika des *Palaeotheutis*-Typus nicht so ausgesprochen wie die eben beschriebenen Formen. Die Knickung zwischen Kapuze und Schaft ($\sphericalangle \varkappa$) (Fig. 57) ist noch flacher als beim *cf. Oxfordiensis*, der zahnartige Vorsprung nur angedeutet (Fig. 58); wohl aber weist der Schaft dieselbe Oberflächenform auf: das dreieckige, durch zwei scharfe Kanten begrenzte und von einer deutlichen Linie geteilte Mittelstück (Fig. 56), die beiden steil abfallenden Seiten und die wellige Zeichnung quer über die ganze Oberfläche des Schaftes.

---

[1]) Es dürfte sich empfehlen, den Terminus „Zahn" nur für jene Rhyncholithen zu verwenden, wo dieser Vorsprung ein eigenes, aufgesetztes Gebilde darstellt, wie bei den Rhynchotheuten der I. Gruppe.

[2]) Es bildet die Varietät *b* eigentlich nur den Übergang von *a* zu *c*; ich habe deshalb auch alle unter einer Art vereinigt.

Die Kapuze ist wie die beim *Oxfordiensis* glatt, der Scheitelwinkel (α) entspricht jenem der Varietät *a*.

Die Unterseite ist glatt und wird durch eine Art erhabener Falte in zwei gleiche Hälften geteilt. Hierin spricht sich ein sehr deutlicher Unterschied gegenüber *Rh. Oxfordiensis* aus, wie am besten ein Vergleich der Fig. 55 und 58 ergibt. Die Seitenränder von Vorder- und Hinterteil sind ziemlich stark und nach abwärts gebogen. Der Hinterrand scheint gerade abgeschnitten gewesen zu sein. Ein Unterschied dieses Fossils vom *Rh. Oxfordiensis* besteht auch darin, daß hier ein tiefer Ausschnitt besteht, zwischen welchem die Oberfläche des Schaftes in ihrer Gänze sichtbar ist, während beim *Oxfordiensis* dieselbe von den beiden Lappen der Kapuze gänzlich bedeckt wird, vielleicht ist aber diesbezüglich nur der Erhaltungszustand ein verschiedener.

Fundort: Pont-Julien bei St. André, Oxfordien. 1 Exemplar.

Außer diesen hier beschriebenen Arten des *Palaeotheutis*-Typus enthält die Sammlung des paläontologischen Instituts noch ein Original eines Rhyncholithen: *Rh. minutus* nach Neumayr; dessen Ähnlichkeit mit *Rh. Oxfordiensis* ist eine sehr große. Ich glaube, daß das Exemplar, wie Neumayr es abbildet, ebenso unvollständig ist wie Fig. 44—51 des *Rh. Oxford.*, indem da wie dort die beiden Lappen, in denen die Kapuze nach hinten ausläuft, abgebrochen sind.

Zum Schlusse seien noch zwei Rhyncholithen aus der böhmischen Kreide beschrieben als Beispiele eines kretazischen *Nautilus*-Typus.

Die Exemplare wurden mir von der k. k. geol. Reichsanstalt in freundlichster Weise zur Verfügung gestellt.

6. *Rh. bohemicus nov. sp.*

(*Nautilus*-Typus. Till emend.)

Taf. V, Fig. 59—61.

Beschreibung: Die Oberfläche der Kapuze bildet ein nach rechts und links abfallendes Dach von deltoidischem Grundriß. Die mediane Kante ist ziemlich scharf; die Spitze erscheint infolge der seitlich etwas ausgehöhlten Unterseite sehr gut zugeschärft. Im Profil steigt die Mediankante fast geradlinig zur Naht (respektive zum Hinterrand der Kapuze) empor. In dieser Hinsicht nähert sich dieser Rhyncholith dem rezenten *Nautilus*-Schnabel viel mehr als *Rh. Cassianus* (vgl. Fig. 2, 41 und 60).

Der Schaft ist verhältnismäßig lang (l_1/l_2), zeigt das für den *Nautilus*-Typus charakteristische Dreieck und die ebenmäßige Wölbung. Im Längsprofil (Fig 60) zeigt sich die Oberseite fast geradlinig zum Hinterrand absteigend. Das dreieckige Mittelstück des Schaftes zeigt eine kräftige Querskulptur (Fig. 59), ähnlich derjenigen, welche in Fig. 80 *b* und *f*, *g* des Cephalopodenkatalogs ebenfalls an einem *Nautilus*-Schnabel der Kreide dargestellt wird.



Die Unterseite wird vorn durch einen Längswulst in zwei Hälften geteilt, welche etwas ausgehöhlt erscheinen; nach hinten zu verliert sich der Wulst, so daß das letzte Drittel der Länge ganz konkav erscheint (Fig. 61).

Die Seitenränder sind etwas nach unten gekehrt (gekielt). Der Hinterrand erscheint einfach abgerundet. Der Schnabel hat große Ähnlichkeit mit *Rh. simplex Fritsch.* Die Unterschiede scheinen folgende zu sein:

1. Die Kapuze ist hier verhältnismäßig kürzer[1]) als beim Vergleichsbeispiel.

2. Die Unterseite zeigt bei *Rh. simplex* in der Mitte der Länge eine Aushöhlung, hier einen Wulst.

3. Das Profil der Oberfläche der Kapuze ist dort stärker gewölbt als hier.

4. Die absoluten Dimensionen sind bei *Rh. bohemicus* kleinere, wenn wir unser Exemplar für ein ausgewachsenes halten dürfen.

Das Stück ist auch interessant, weil es ungefähr den Umriß darstellt, welcher auf dem problematischen Flügelfortsatze (Taf. V, Fig. 38) zu gewahren ist.

Fundort: Časlau. Cenomanmergel. 1 Exemplar.

7. *Rhyncholithes cf. simplex Fritsch.*

(*Nautilus*-Typus.)

Taf. V, Fig. 63–65.

Dieser Schnabel unterscheidet sich von dem eben beschriebenen durch sein rhombisches Capuchon anstatt des deltoidischen und durch die Kürze des Schaftes (l_1/l_2). Insoferne gleicht er mehr dem *Rh. simplex Fritsch,* hingegen ist an Stelle der Aushöhlung in der Mitte der Unterseite auch hier ein Wulst; auch sind alle vier Exemplare, welche mir vorliegen viel kleiner als *Rh. simplex.*

Fundort: Časlau. Cenomanmergel. 4 Exemplare.

VI. Schlußresultate.

Fassen wir nun die Resultate der vorliegenden Einzelbeobachtungen, welche für eine Systematik und richtige Erkenntnis der Reste fossiler Cephalopodengebisse von Bedeutung sein könnten, kurz zusammen:

1. Artunterscheidungen sind mit einer gewissen Präzision **nur vermittelst der kalkigen Schnäbel der Oberkiefer zu geben.**

---

[1]) oder der Schaft länger.

Charakteristische Unterscheidungsmerkmale drücken sich aus

a) in den ziffermäßig bestimmbaren absoluten und Verhältniszahlen;

b) in bestimmten, ziffermäßig nicht festzulegenden Merkmalen wie Skulptur, Rippen, Furchen und anderen.

2. Gattungs- und höhere Unterscheidungen konnten nur in sehr beschränktem Maße gemacht werden. Die Schwierigkeit liegt darin, daß wir in der rezenten Fauna nur eine einzige Gattung mit verkalktem Kiefergebiß haben, infolgedessen nicht sehen können, welcherlei Unterschiede der Schnäbel Gattungsunterschiede der Tiere entsprechen. Die Unterscheidung der wesentlichen und unwesentlichen morphologischen Differenzen ist demnach stets nur Hypothese.

3. Am besten begründet erscheint die Abtrennung des *Nautilus*-Typus von allen übrigen Schnäbeln. Allerdings fanden wir im *Rh. obtusus* eine Form, die vielleicht auch einem Nautiliden angehörte, aber sehr bedeutende Abweichungen vom *Nautilus*-Typus aufweist.

Weit problematischer als die Definition des *Nautilus*-Typus ist die Gruppierung der übrigen Rhyncholithen. Hier konnten wir nur ganz provisorisch mehrere Typen aufstellen, als deren Repräsentanten genannt seien:

a) *Rh. Teschenensis* für den *Rhynchotheutis*-Typus I.
b) *Rh. Uhligi* für den *Rhynchotheutis*-Typus II. [1])
c) *Rh. Miocenicus* [2]) für den *Scaptorhynchus*-Typus.
d) *Rh. Oxfordiensis* für den *Palaeotheutis*-Typus.

Als Übergangstypen könnten betrachtet werden:

Zwischen *a* und *b* *Rh. Neocomiensis*,
" *b* " *c* *Rh. sulcatus*,
" *b* " *d* *Rh. cordiformis.*

Danach scheint eine Gattungsbezeichnung gegenwärtig noch nicht berechtigt und sind alle fossilen Schnäbel einfach als Rhyncholithen zusammengefaßt worden.

Falls es möglich ist, sich mit den in dieser Arbeit aufgestellten Typen auch bei anderem Material zu behelfen, so könnten folgende Definitionen gelten:

a) *Nautilus*-Typus.

Deltoidische oder rhombische, jedenfalls viereckige Oberfläche der Kapuze; Dreieckzeichnung auf der Oberfläche des Schaftes, gebildet durch die beiden Haftlinien des Flügelfortsatzes

[1]) Sobald die Unterschiede besser geklärt sind, würde es sich empfehlen, einen eigenen Typusnamen für *Rh.* II aufzustellen

[2]) *Scaptorhynchus miocenicus Bellardi.*

und den Hinterrand (Textfigur 3*a*). Hinterrand einfach abgerundet und nie gebuchtet [1]).

l_1/l_2 fast oder über 1·0.
$\sphericalangle\ \varkappa = 100^0$ oder etwas mehr.
Ungeteilte Flügelfortsätze.

b) *Rhynchotheutis* I.

Kapuze mäßig ausgeschnitten; die Hakenkrümmung der Spitze durch einen „Zahn" hergestellt, ohne denselben sehr stumpfer Scheitel. Furche (Sillon) auf der Oberseite des Schaftes.

B/L ca. 0·6.
H/B um 0·7.
$l_1 < l_2$.
Zwei- oder dreiteiliger Flügelfortsatz.

c) *Rhynchotheutis* II.

Kapuze tief ausgeschnitten [3]), keine Hakenkrümmung, aber eine dünne, scharfe Spitze. Furche (Sillon) auf der Oberseite des Schaftes.

B/L nahe an 1·0.
H/B ungefähr 0·3.
l_1/l_2 um 1·7 [2]).
Dreiteiliger Flügelfortsatz.

d) *Scaptorhynchus.*

Kapuze nicht ausgeschnitten, dreieckig, scharfe, dünne Spitze; Medianfurche auf der Oberseite der Kapuze. Schaft an Größe gegen die Kapuze ganz zurücktretend [3]).

e) *Palaeotheutis.*

Dieser Typus zeigt besonders deutlich, daß Schaft und untere Hälfte der Kapuze für sich ein ganzes Stück bilden, auf welchem der obere Teil der Kapuze wie eine Kappe aufliegt (vgl. Textfigur 4). Die letztere ist sehr tief ausgeschnitten (in zwei Lappen weit zurückreichend); auf der Oberseite des Schaftes ein dreieckiges Mittelstück, welches gegen die Flanken durch scharfe Kanten abgegrenzt, durch eine Längslinie in zwei etwas ungleiche Hälften geteilt und zentral eingetieft ist, also dem Sillon des *Rhynchotheutis*-Typus entspricht. Scharfe, aber nicht dünne (dreikantige) Spitze.

H/B = 0·5 bis 0 6 } In der Mitte zwischen
l_1/l_2 ca. 1·5 } *Rhynchotheutis* I und II stehend.

[1]) Gewöhnlich auch geradlinige Unterseite, hiervon jedoch einige Ausnahmen, wie *Rh. gigas d'Orb.*

[2]) Eine Ausnahme bildet *Rh. sulcatus*, dessen Stellung deshalb fraglich ist.

[3]) Vielleicht bilden auch die beschriebenen Streifen der Oberseite der Kapuze ein typisches Merkmal.

f) Rh. obtusus-Typus.

Siehe die Beschreibung auf pag. 121.

Nur die Aufarbeitung eines weit größeren Materials und vor allem günstige Funde werden zeigen können, inwieweit die aufgestellten Typen natürlichen Abteilungen entsprechen. Bezüglich des geologischen Vorkommens der einzelnen Gruppen dürfte sich etwa folgendes ergeben:

In der Trias ist nur der *Nautilus*-Typus vorhanden, doch weichen die Formen desselben noch erheblich von derjenigen des rezenten *Nautilus*-Schnabels ab (*Rh. hirundo*, *Cassianus* und *Conchorhynchus*).

Im Jura treten die ersten Typen mit dreiteiligem Flügelfortsatz auf als *Palaeotheutis* (*Rh. Oxfordiensis*, *Rh. Morloti Ooster* Taf. IV, Fig. 6—7 und 39—41), daneben scheinen auch Formen bekannt geworden zu sei, welche man der Gruppe *Rhynchotheutis* I (*Rh. Escheri*, *Ooster* Taf. IV, Fig. 11—14), und solche, welche man der II. Gruppe der Rhynchotheuten (*Rh. Bucklandi*, *Ooster* Taf. IV, Fig. 1 und 20) zuschreiben könnte. Wenn *Rh. acutus Quenstedt* (Taf. 34, Fig. 17) wirklich einen *Scaptorhynchus Bellardi* darstellt, so wäre dieser Typus schon im Oxfordien vorhanden. Die Formen des *Nautilus*-Typus (Cephalopodenkatalog Fig. 78) sind dem rezenten Vergleichsbeispiele schon ähnlicher als diejenigen aus der Trias. Im Lias hatten die Unterkiefer der Nautiliden noch die *Conchorhynchus*-Form (Cephalopodenkatalog Fig. 78*g*) im Jura scheinen an die Stelle dieser die Formen ohne Stützleiste getreten zu sein.

In der Kreide scheint der *Palaeotheutis*-Typus nicht mehr vorzukommen, dagegen herrschen Rhynchotheuten mit robustem Schafte (I) vor (*Rh. Teschenensis*, *Hoheneggeri*, *squammatus*, *Silesiacus*, *Monasteriensis Marck*, ferner Fig. 78 und 81 des Cephalopodenkatalogs u. a.), aber auch Rhynchotheuten der II. Gruppe (*Rh. Uhligi*, *striatus*); vielleicht ist auch der *Scaptorhynchus* vertreten (wenn man nämlich den *Rh. sulcatus* diesem Typus zurechnet). Die Formen des *Nautilus*-Typus sind dem rezenten sehr ähnlich (*Rh. bohemicus*). Außerdem kommt der Typus des *Rh. obtusus* vor. Die *Nautilus*-Unterkiefer sind wie die des rezenten *Nautilus* gebaut und entbehren der medianen Leiste, welche die triadischen und liassischen Formen auszeichnet.

Aus dem Tertiär sind drei Formen des *Nautilus*-Typus bekannt, von welchen die eine (pag. 152) dem rezenten *Nautilus*-Schnabel schon sehr ähnlich ist. Daneben kommen Formen vor, deren Stellung in dem hier begründeten Hilfssystem ich nicht genau zu bestimmen vermag (pag. 152). Endlich gehört *Scaptorhynchus* mit seinem typischen Vertreter *Rh. miocenicus* dem Tertiär an.

VII. Anhang.

Anhangsweise sei noch darauf hingewiesen, daß von Römer in Palaeontographica (1854) ein Fossil abgebildet wurde, welches möglicherweise einen Rhyncholithen darstellt. Die Beschreibung ist zu ungenau, um Näheres darüber aussagen zu können, als daß einige Ähnlichkeiten mit Rhyncholithen bestehen:

1. In der Ansicht *b* sieht man wellige Querstreifen von genau demselben Aussehen wie bei manchen Rhyncholithen, wo sie als Zuwachsstreifen zu deuten sind.

2. In derselben Ansicht erkennt man auch die nach rückwärts hin divergierenden Längslinien, welche beim *Nautilus*-Typus die Hafteindrücke des hornigen Fortsatzes darstellen.

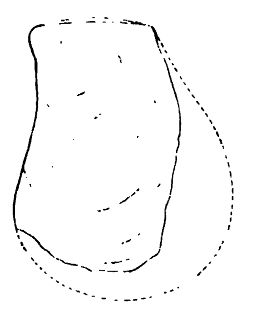
3. Man kann die zwei den Rhyncholithen charakterisierenden Teile: Kapuze und Schaft deutlich auseinanderhalten.

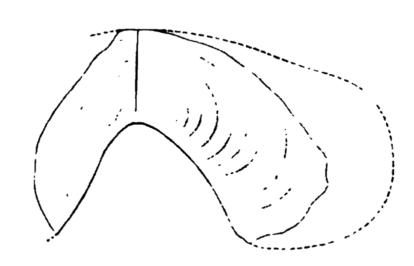
Wenn man sich die Spitze der Kapuze vollständig abgestumpft denkt, erinnert das Fossil an *Rh. obtusus.*

Römer nannte es *Rh. sella* (nicht *stella*, wie der Cephalopodenkatalog angibt) und bemerkte, daß es angeblich aus den Posidonienschiefern des Lernbacher Tales stamme. Wenn diese fragliche Bestimmung des geologischen Horizonts stimmt und das Fossil tatsächlich einen Rhyncholithen darstellt, wäre es das einzige Beispiel aus dem oberen Paläozoicum. Aus Silur und Devon ist nichts derartiges bekannt.

Im Bulletin of the United States geological survey hat Herr Professor Uhlig eine Abbildung vorgefunden, welche viele Ähnlichkeit mit einem *Nautilus*-Unterkiefer hat. Leider sind Beschreibung und Abbildung durchaus ungenügend zu allgemeinerer Verwertung. Keinesfalls dürfte auf einer der beiden Hälften der Umriß unver-

Fig. 22.





sehrt erhalten sein, wie der Autor meint, daher sind auch die Maßbestimmungen von 32 *mm* für den längeren und 21 *mm* für den kürzeren Durchmesser fast belanglos; sie zeigen höchstens, daß das Fossil der Größe nach ganz gut für einen *Nautilus*-Unterkiefer gehalten werden kann. Der Umriß ist ringsumher muschelig ver-

brochen, wie dies für die hornigen Flügel der Cephalopodengebisse charakteristisch ist. Auch die Zeichnung der Oberfläche — konzentrische Wellenlinien — entspricht derjenigen des *Nautilus*-Unterkiefers. Die vorstehende Zeichnung (Textfigur 22) gibt in der punktierten Linie eine Rekonstruktion des Fossils für den Fall, daß es sich wirklich um einen Kieferfortsatz handelt. Von größter Wichtigkeit für die Bestimmung wären Bemerkungen über die Substanz und Färbung des Restes. In dem von mir untersuchten Material zeigte es sich in allen Fällen, daß auch bei Abdrücken immerhin kleine Partikel der dunklen kohligen Hornmasse sichtbar waren, welche im Gegensatze zur Umgebung auf Salzsäure nicht reagieren. Auch die schwärzliche, glänzende Färbung scheint für derlei Reste charakteristisch zu sein.

Aus dem Texte ist zu entnehmen, daß es sich bloß um einen Abdruck handelt, während die Abbildung glauben machen könnte, daß ein Fossilrest selbst vorliegt[1]).

1 Exemplar.

Knoxville, Napa Country, Pacific coast. Kreide.

Würde das eben erwähnte Fossil genauer, also verwendbarer beschrieben sein, so daß man es mit den früher beschriebenen Unterkieferresten aus dem schlesischen Neocom vergleichen und identifizieren könnte, so wäre damit ein Grund mehr gegeben für die auf pag. 140 und 147 ausgesprochene Annahme, daß in der Kreide die Unterkiefer der Nautiliden glatt und nicht — wie in den älteren Schichten — mit einer Stützleiste versehen waren.

Das Gegenteil müßte man folgern, falls man einer Notiz im „Vesmír" über *Conchorhynchus cretaceus* aus der böhmischen Kreide vertrauen könnte. Direktor Fritsch in Prag hat nämlich vor zirka 10 Jahren zwei Abbildungen unter jenem Namen gegeben und mit einigen Textworten begleitet; jedoch konnte das Fossil selbst im Prager Museum nicht aufgefunden werden und zweitens ergibt ein Vergleich der beiden Figuren 61 *A* und *B* (auf pag. 224 des Vesmír XXVI), daß es sich hierbei unmöglich um dasselbe Exemplar (Ober- und Unterseite) handeln kann, wie der Text behauptet. Fig. *B* stellt wohl überhaupt keinen Cephalopodenunterkiefer dar.

Nach dieser Beobachtung ist aber die ganze Mitteilung nicht mehr kritiklos verwertbar und ich bezweifle somit auch die Herkunft des unter *A* abgebildeten Fossils aus der Kreide und glaube daher auch nicht, daß der Name *C. cretaceus* eine Berechtigung hat.

Es stellt Fig. 61 *A* einen echten *Conchorhynchus* (im Sinne der gegebenen Definition) dar, in dem gewöhnlichen Erhaltungszustande, mit mangelnder Kalkspitze und mit randlich verbrochenen Flügelfortsätzen. Die Ähnlichkeit dieses *Conchorhynchus* mit Fig. 78 *g* des

[1]) Es ist mir nicht verständlich, wieso der Autor zu zwei (in Textfigur 22 schematisch reproduzierten) Ansichten des Fossils kommt; rechts scheint den ausgebreiteten Flügelfortsatz von oben, links die eine Hälfte von der Seite gesehen darzustellen. Die punktierte Linie ist in der Originalzeichnung nicht gegeben.

Cephalopodenkatalogs ist eine vollkommene (vgl. auch Taf. V, Fig. 43 dieser Abhandlung mit der Abbildung im „Vesmír").

1 Exemplar (?).

Chocn und Vinar. Cenoman (?).

Würde das Original gefunden und das geologische Alter des Fossils sichergestellt sein, so müßte man die Konsequenzen ziehen:

Es wäre erwiesen, daß in der Kreide Unterkieferformen vorkommen, welche jenen des Muschelkalkes und des Lias so ähnlich sehen, daß sie mit ihnen identifiziert werden können. Sie bestehen geologisch gleichzeitig (in der Kreide) mit jenen Formen, welche die größte Ähnlichkeit mit dem Unterkiefer des rezenten *Nautilus* aufweisen (s. Taf. IV, Fig. 33). Danach sind wohl letztere Kreidefossilien für *Nautilus*-Unterkiefer, die Conchorhynchen aber für die Unterkiefer irgendwelcher anderer Cephalopoden zu halten. Auffallend wäre die vollkommene Konstanz der Form vom Muschelkalk bis in die Oberkreide; sonderbar auch, daß im Jura und im schlesischen Neocom gar keine derartigen Formen gefunden wurden, während man sie im Muschelkalk an verschiedenen Orten und zahlreich gefunden hat, so daß man den Typus *Conchorhynchus* für eine Art Leitfossil der mittleren Trias halten konnte. So sagt Pictet, daß solche Formen „nur in der Trias" vorkämen. Eine Entscheidung in dieser Frage meinerseits wäre ohne Wert, da mir das Beobachtungsmaterial fehlt.

Die Literaturangaben können noch durch folgende, mir erst nach vollendeter Drucklegung bekannt gewordene Notizen ergänzt werden[1]:

Favre bildet (in Mém. de la soc. pal. Suisse vol. II. 1875) einen Rhyncholithen aus dem Oxfordien von Voirons ab, welchen er mit *Rhynchotheutis sp.* bezeichnet. Obwohl der Schnabel nicht vollständig erhalten ist, glaube ich doch mit Sicherheit annehmen zu können, daß es sich um einen Repräsentanten des *Paleotheutis*-Typus (pag. 141) handelt, und zwar vielleicht um den *Rh. cordiformis*.

Favre und Schardt (Materiaux pour la carte géol. de la Suisse, 22. liv. Bern 1887) nennen in den Fossillisten aus dem Oxfordien der Chaînes du Niremont aus dem Calcaire a ciment: *Rhynchotheutis Brunneri Ooster* mit zahlreichen Belemniten, Ammoniten, aber ohne *Nautilus*-Reste; und aus den Couches noduleuses: *Rhynchotheutis Brunneri* und *Rh. Escheri Oost.*, zugleich mit zahlreichen Belemniten (besonders *B. hastatus*), Ammoniten und dem *Nautilus franconicus*.

Aus dem Néocomien der Chaîne du Niremont wird zitiert: *Rhynchotheutis Sabaudianus Pict.-Loriol*, *Rh. fragilis Pict.-Loriol*, *Rh. Cardinauxi Ooster*, *Rh. Picteti Ooster* aus Schichten, welche zahlreiche Belemniten, Ammoniten und eine einzige *Nautilus*-Art (*N. neocomiensis*) geliefert haben.

[1] Anschließend an pag. 135 u. 136.

Aus dem Néocomien der Chaîne du Molésez wird der *Rhynchotheutis Meriani Ooster* angeführt aus Schichten mit zahlreichen Belemniten und Ammoniten, aber ohne Reste von Nautilen.

Schließlich nennt Mösch (Beiträge zur geologisshen Karte der Schweiz, 4. Lieferung, 1867) den *Rhyncholithes avirostris Schloth.*[1]) und *Rhyncholithes hirundo Faure-Biguet* aus dem Plattenkalke des Hauptmuschelkalkes im Aargau. Dieselbe Schicht enthält den *Nautilus bidorsatus.*

In der 10. Lieferung der zitierten „Beiträge" (1874) erwähnt Mösch in einem Fossilverzeichnis des Humphriesianus-Horizonts (südlicher Aargauer Jura) den *Rhyncholithes acuminatus Mer.*, zahlreich *Belemnites giganteus* und *canaliculatus* und unbestimmte Nautilenreste.

In der 24. Lieferung (1894) nennt er aus dem Oxfordien des Stanserhornes einen *Rhynchotheutis sp.*

Diese Notizen der schweizerischen Geologen weisen darauf hin, daß Rhyncholithen speziell in Schichten des oberen Jura und des Neocom nicht selten vorkommen und daß der Typus *Palaeotheutis* wirklich für das Oxfordien bezeichnend ist.

Das einzige Vorkommen von *Conchorhynchus* wird aus dem Hauptmuschelkalke berichtet.

Also das bekannte Resultat: Kein vom *Nautilus*-Typus abweichender Rhyncholith in vorjurassischen und kein *Conchorhynchus* in nachtriadischen Schichten[2]).

Die Tatsache, daß in manchen Schichten mehrere verschiedene Rhyncholithentypen, aber nur eine einzige oder gar keine *Nautilus*-Art vorkommen, scheint darauf hinzuweisen, daß man eben nicht alle Rhyncholithen für Nautilenschnäbel halten darf.

Die zitierten Artnamen dürfen wohl nicht zu weiteren Schlüssen verwendet werden, denn sie sind jedenfalls nur flüchtig gegeben worden.

Herr Prof. Uhlig machte mich noch auf einige Abbildungen von Rhyncholithen aufmerksam, welche Parona in den Palaeontographia Italica, vol. IV auf Taf. XII und XIII gegeben und mit kurzem Text begleitet hat. Es handelt sich um Cephalopodenschnäbel aus dem oberitalienischen Miocän.

Fig. 7 auf Taf. XII zeigt in guter Reproduktion einen Rhyncholithen, welcher ziemlich genau dem *Rhyncholithes* (*Scaptorhynchus*) *miocenicus Bellardi* entspricht. Parona hebt die auffallende Größenverschiedenheit zwischen den einzelnen Schnäbeln dieses Typus hervor: die in Fig. 7 abgebildete Form ist 20 *mm* lang und 15 *mm* breit, während die übrigen zahlreichen Exemplare nur wenige Millimeter lang sind. Obwohl in denselben Schichten, aus welchen die Scaptorhynchen stammen, auch die Gattung *Aturia* häufig ist, so scheint mir doch die Zugehörigkeit dieser Schnäbel zu *Aturia* nicht wahrscheinlich, viel eher könnte man wohl die in Fig. 4, 10 und 11 auf

[1]) Das ist *Conchorhynchus Blainv.*

[2]) pag. 149.

Taf. XIII abgebildeten Rhyncholithen für *Aturia*-Schnäbel halten. Sie weichen nämlich vom Typus der dem *Nautilus*-Schnabel ähnlichen Rhyncholithen einigermaßen ab und lassen Annäherungen an den *Rhynchotheutis*-Typus erkennen. Genaueres läßt sich allerdings bei der Undeutlichkeit der Abbildungen und Kürze des begleitenden Textes nicht aussagen, aber man erkennt immerhin, daß diese Formen viel zugespitzter sind, als es dem *Nautilus*-Typus entspräche.

Fig. 4*c* läßt ein an *Palaeotheutis* (pag. 141) gemahnendes Capuchon erkennen.

Fig. 10*a* zeigt an der Spitze der Unterseite des Schnabels eine kleine Längsfurche, welche an die „Zahnfurche" des *Rh. Teschenensis* erinnert (vgl. Taf. IV, Fig. 7 und pag. 108).

Fig. 11 scheint mit jener Rhyncholithenform identisch zu sein, welche Sacco später (1904) als *Rh. Paronae* bezeichnet, abgebildet und mit *Rh. acutus Blainv.* verglichen hat.

Jenes Fossil, welches Parona in Fig. 9 auf Taf. XIII zur Darstellung gebracht und *Rh. Allioni* genannt hat, sieht dem Schnabel des rezenten *Nautilus pompilius* ähnlicher als dem *Rh. Allioni Bellardi*. Denn seine absoluten Größen (L, B) stimmen besser mit dem rezenten *Nautilus*-Schnabel; das Verhältnis B/L ist da wie dort $2/3$; auch die Form der Kapuze und die Profilansicht gleichen jenen des Schnabels von *Nautilus pompilius*.

Außer diesem, bei Parona als *Rh. Allioni* abgebildeten Schnabel und dem typischen *Rh. Allioni* (bei Bellardi, Taf. III, Fig. 2) besitzen wir im Cephalodenkatalog des britischen Museums in Fig. 83 (pag. 371) die Abbildung eines — prinzipiell unbenannten — tertiären Rhyncholithen vom *Nautilus*-Typus.

Ein oberflächlicher Vergleich ergibt folgendes:

a) Beim rezenten *Nautilus*-Schnabel besitzt die Kapuze in der senkrechten Daraufsicht (Taf. IV, Fig. 1) ganz stumpfe Ecken und eine abgerundete mittlere Kante. Der Schaft zeigt — von oben gesehen — eine länglich rechteckige Gestalt.

b) Die Abbildung bei Parona (Fig. 9) ist durch kein wesentliches Merkmal vom rezenten Schnabel zu unterscheiden.

c) Bellardis *Rh. Allioni* besitzt (nach der Zeichnung) eine vorn und seitlich auffallend zugespitzte Kapuze mit ebenfalls zugeschärfter medianer Längskante; der Schaft ist länglich rechteckig.

d) Fig. 83 des Cephalopodenkatalogs (Exemplar aus dem Miocän von Malta) zeigt eine Kapuze mit zugespitzten Ecken und einem Querprofil, welches dem in Textfigur 5 (pag. 108) dargestellten entsprechen mag. Der Schaft ist verhältnismäßig sehr klein und rückwärts schmäler als vorn. Dieses Fossil weicht somit am erheblichsten vom Schnabel des *Nautilus pompilius* ab und zeigt einige Ähnlichkeit mit der im Cephalopodenkatalog Fig. 79 *b*, *c* abgebildeten Form aus dem Gault von Folkestone.

Die Unterseite entspricht bei allen drei Formen derjenigen des rezenten Schnabels: Im apikalen Teile ist ein kleines Rippchen



zu sehen, welches nicht über das erste Drittel der Länge reicht; rückwärts ist die Unterseite schwach konkav. Gleiche Ausbildung zeigen schon die Kreiderhyncholithen vom *Nautilus*-Typus, zum Beispiel *Rh. Bohemicus* (Taf. V, Fig. 61) im Gegensatze zu den triadischen Rhyncholithen s. str. mit ihrem breiten Kauwulst (*Rh. hirundo, Rh. Cassianus* auf Taf. V, Fig. 41 u. 42) und zu den Schnäbeln anderer Typen (Jura bis Tertiär), bei welchen die Unterseite der ganzen Länge nach durch eine Rippe geteilt wird (*Rh. cordiformis,* Taf. V, Fig. 58, und der tertiäre *Scaptorhynchus*) oder ein scharf vorspringender Kauhöcker nach rückwärts in eine tiefe Furche übergeht (*Rh. Oxfordiensis,* Taf. V, Fig. 47) oder ein eigener „Zahn" vorhanden ist (*Rh. Teschenensis,* Taf. IV, Fig. 6 u. 7, und vielleicht auch der tertiäre Rhyncholith bei Parona, Taf. XIII, Fig. 10).

Wenn es auch nicht möglich ist, nach den vorhandenen Abbildungen genauere Vergleiche durchzuführen, so kann es doch kaum zweifelhaft sein, daß wir es bei den drei genannten Formen mit den Schnäbeln dreier Arten tertiärer Nautilen zu tun haben.

Ich glaube, daß eine genaue Bearbeitung der tertiären Rhyncholithen interessante Resultate erzielen könnte. Vielleicht gelänge die Lösung mancher Fragen, welche hier unentschieden bleiben mußten. So würde ein genauer Vergleich der früher erwähnten scharf zugespitzten Rhyncholithen (Parona, Taf. XIII, Fig. 4, 10 und 11) mit den Rhynchotheuten des Jura und der Kreide und den Palaeotheuten des Jura ergeben, ob sich die beiden letztgenannten Typen noch ins Tertiär hinein fortsetzen. Vielleicht ließe sich auch über das Verhältnis des *Scaptorhynchus* zu *Rhynchotheutis* II (pag. 121) und über die Zugehörigkeit des ersteren zu einer bestimmten Cephalopodengattung Bestimmtes sagen; daß dies für die Rhyncholithenfrage im allgemeinen von entscheidender Bedeutung wäre, wurde auf pag. 134 und 135 bemerkt.

Sonderbarerweise ist von Unterkieferresten oder von irgendwelchen Resten der hornigen Substanz der Oberkiefer tertiärer Cephalopoden noch gar nichts bekannt geworden.

Inhaltsübersicht.

Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen.

Von W. Petrascheck.

Mit 1 lithographierten Tafel (Nr. VI) und 4 Zinkotypien im Text.

Eine von Herrn Prof. Dr. J. Felix eingesandte Kollektion von Inoceramen aus der Gosau gab mir Veranlassung, mich eingehender mit den Vertretern genannter Gattung in der Gosau sowohl wie im Flysch der Nordalpen zu befassen. Die ursprüngliche Absicht, auch die Inoceramen der Scaglia in den Kreis der Betrachtungen zu ziehen, gab ich auf, weil dieselben inzwischen durch Airaghi[1]) eine sorgsame Behandlung erfahren haben, welche gestattet, sich ein gutes Bild von den verwandtschaftlichen Beziehungen der Arten der Scaglia zu denen anderer Territorien zu machen.

Die reichhaltigen Suiten der k. k. geologischen Reichsanstalt und die noch größeren des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, die mir durch Herrn Kustos E. Kittl in liberalster Weise zur Untersuchung überlassen wurden, endlich einige durch ihre vorzügliche Erhaltung wertvolle Stücke, die ich den Herren Hofrat F. Toula und Prof. V. Uhlig verdankte, ermöglichten es, an einzelnen Arten Beobachtungen zu machen, die kurz mitzuteilen nicht überflüssig erscheint.

Zweck der Untersuchungen war, festzustellen, welche Inoceramen aus den nordalpinen Kreidefazies sich mit völliger Sicherheit mit außeralpinen Spezies identifizieren lassen.

Der aus der Gosau der Ostalpen am häufigsten erwähnte *Inoceramus* ist der *Inoceramus Cripsii Mant.*, der ja auch die Art ist, die überhaupt aus den jüngsten Kreideschichten am meisten zitiert wird. Allgemein wird der *Inoceramus Cripsii* für ein Leitfossil des Senons gehalten und doch wurde er von Mantell aus dem Cenoman (grey chalk marl) beschrieben.

Auch Jukes Browne[2]) führt *Inoceramus Cripsii* aus dem Cenoman an. Gemeinschaftlich mit Newton äußert genannter Autor, daß es sehr wahrscheinlich sein dürfte, daß das, was man, dem Beispiele Goldfuß'

[1]) Inocerami del Veneto. Bollettino della soc. geol. italiana. Roma. Vol. XXIII (1904), pag. 178.

[2]) The cretaceous Rocks of Britain. (Mem. of the geol. survey of the united kingdom.) Vol. III (1904), pag. 476, 450.

und d'Orbignys folgend, aus dem Cenoman als *Inoceramus latus* bezeichnete, in Wirklichkeit der *Inoceramus Cripsii Mant.* sei.

Ich war nicht in der Lage den *Inoceramus Cripsii*, wie man ihn aus der Mukronatenkreide Nordwestdeutschlands in allen Sammlungen antrifft, mit demjenigen aus dem englischen Cenoman zu vergleichen. Herr Jukes Browne, an den ich mich in dieser Sache um Rat wandte, hatte die Liebenswürdigkeit, Stücke von Haldem und Lemförde ebenso wie eine Anzahl der Originale Zittels mit einem Abdrucke von Mantells Original zu vergleichen. Er fand, daß die Exemplare der Gosau von der Art Mantells verschieden seien. Das Material von Haldem und Lemförde war aber nicht ausreichend, um mit Sicherheit die Identität festzustellen.

Eine eingehende Prüfung der Inoceramen der Gosau, wobei dem Baue des Schlosses besondere Aufmerksamkeit geschenkt wurde, zeigte nun, daß dasjenige, was man nach Zittels[1]) Beispiel, der selbst wieder dem Rate Geinitz' folgte, bisher als *Inoceramus Cripsii* bezeichnete, weder mit der Art Mantells, noch mit dem *Inoceramus Cripsii*, wie er aus dem Senon von Nordwestdeutschland und von Nagorzany vorliegt, völlig übereinstimmt. Es zeigte sich aber auch ferner, daß es wohl angängig ist, in diesem Typus mehrere Arten auseinanderzuhalten.

Die Schale des *Inoceramus Cripsii Mant.* dürfte, wie mir Herr Inkes Browne mitteilt, sehr dünn gewesen sein. Dies ist auch bei den Stücken der Fall, die mir in größerer Zahl aus Westfalen sowohl wie von Nagorzany vorlagen. Selten nur ist von der dünnen Schale etwas erhalten, meist vielmehr ist sie am Schloßrande abgebrochen. An den Exemplaren aus dem Gosautale blieb hingegen die dicke Schale meist noch erhalten. Sie fehlt bei manchen Stücken von Grünbach in der Neuen Welt, die auch in der Gestalt und der Art der Berippung der Art Norddeutschlands am nächsten kommen, wobei aber zu berücksichtigen ist, daß Mantells Figur regelmäßigere Rippen verzeichnet, als sie der Abdruck seines Originals, der Herrn Jukes Browne vorlag, erkennen ließ.

Die Exemplare von Haldem besitzen flache, mehr oder weniger breite Ligamentgruben, welche die ganze Breite des flachen Schloßrandes einnehmen. Hierin ähneln ihnen auch die Funde aus dem Gosautale, mit dem Unterschiede, daß bei diesen die Bandgruben in einer vom Wirbel nach rückwärts sich verflachenden Furche des Schloßrandes liegen können.

Aber auch unter dem, was der norddeutschen Art am nächsten kommt, glaube ich zwei Arten auseinanderhalten zu können.

Ganz anders ist das Schloß einiger Inoceramen, die von Grünbach vorliegen. Auch sie gleichen in der Skulptur dem *Inoceramus Cripsii*, wie er von Zittel beschrieben wurde. Sie sind aber höher, so daß man sie, Zittel folgend, wohl als *Inoceramus Lamarcki* bezeichnen müßte. Der breite und dicke Schloßrand bildet einen

[1]) Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1864.

gerundeten Wulst. Er trägt nur an seinem oberen Rande in einer Rinne die flachen Ligamentgruben.

Endlich ist noch eine vierte Art vorhanden, die ebenfalls den Habitus des Zittelschen *Inoceramus Cripsii* hat und auch im Schlosse mit diesem übereinzustimmen scheint, aber andere Schalenskulptur besitzt.

Alle bisher erwähnten Inoceramen haben regelmäßige konzentrische Rippen. Es kommt aber anscheinend als große Seltenheit in der Gosau noch eine Art vor, die durch ihre unregelmäßigen und spärlichen kräftigen Wulste auffällt und die ich mit dem *Inoceramus percostatus Müll.* zu vereinigen geneigt bin. Endlich sind, ebenfalls als Seltenheit, feingerippte Inoceramen vorhanden, die zu *Inoceramus Seebianus* gehören, den Buchauer[1]) von Seebi beschrieben hat. Dieselben wurden bei Muthmannsdorf und auf der Hoferalpe gefunden. Schloßpräparate von dieser Art konnte ich nicht anfertigen, weshalb sie unten nicht näher behandelt wird.

Wenn es nach den obigen Ausführungen klar ist, daß der *Inoceramus Cripsii* Zittels diesen Namen nicht führen kann und wenn eine völlige und einwandfreie Übereinstimmung der Gosauart mit solchen, die bereits aus anderen Gegenden beschrieben wurden, nicht besteht, so wäre es vielleicht am zweckmäßigsten, für Zittels Art einen neuen Namen einzuführen. Ich ziehe einem solchen Vorgehen vor, die Art als *Inoceramus cf. regularis d'Orb.* zu bestimmen, einmal, weil sich später, wenn man genauer erfahren sollte, was eigentlich unter *Inoceramus regularis d'Orb.* zu verstehen ist, vielleicht doch völlige Indentität mit Gosauinoceramen herausstellen könnte, und dann auch noch deshalb, weil ich es nicht für unmöglich halte, daß ein späterer Autor das, was ich heute als *Inoceramus cf. regularis* bezeichne, in zwei Arten würde zerlegen können[2]).

Die Mehrzahl der Formen, die man in der Gosau bisher nach Zittels Vorgang zu *Inoceramus Cripsii Mant.* stellte, bezeichne ich als

Inoceramus cf. regularis d'Orb.

wobei die Varietäten, die Zittel aufstellte, als solche bestehen bleiben. Nur Stücke, wie sie durch die Abbildungen Taf. 14, Fig. 1 u. 4 veranschaulicht werden, scheide ich als eigene Art aus. Bei allen übrigen ist der Wirbel ganz an das vordere Ende des Schloßrandes gerückt. Der Schloßrand ist flach, die Ligamentgruben so breit oder etwas schmäler als hoch. Die mannigfachen Veränderungen im Umriß der Schale sind von Zittel ausführlich erörtert.

Die Stücke stimmen gut mit dem Original d'Orbignys überein, soweit sich das nach einem Gipsabgusse, den mir zu übersenden Herr Boule die Güte hatte, beurteilen läßt. Ebenso entsprechen sie einem

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 37 (1887), pag. 67.

[2]) Bei der Wahl der Bezeichnung ging ich absichtlich nicht auf Mortons *Inoceramus Barbini* zurück, da dieser möglicherweise (vgl. Schlüter) in zwei Arten zerfällt.

mir vorliegenden Exemplar von Royan, von welchem Fundorte d'Orbignys Original stammt. Zu einer definitiven Entscheidung fehlt mir aber genauere Kenntnis des Schlosses und des Verhaltens der Anwachsstreifen bei der Art d'Orbignys. Wenn die Abbildung zuverlässig ist, verlaufen Rippen und Anwachsstreifen fast parallel.

Von Inoceramen, die sonst in der Literatur als *Inoceramus Cripsii* beschrieben werden, wird angegeben, daß Rippen und Anwachsstreifen manchmal parallel und manchmal schräg zu einander verlaufen, weshalb es Schlüter [1]) für möglich hält, daß hierdurch ein Mittel zur Trennung an die Haud gegeben werden könnte. Hierzu ist eine Beobachtung von Wert, die sich an einem Stücke von Muthmannsdorf machen ließ [2]). In den älteren Schalenteilen, also nahe am Wirbel, bestand Parallelismus zwischen Rippen und Anwachsstreifen, aber schon in der Mitte der Schale stellte sich ein schräger Verlauf beider ein. Bei den großen, stark nach rückwärts verlängerten Stücken, die als *var. decipiens* bezeichnet werden, ist ein schräger Verlauf auf der Vorderseite deutlich. Eine auffällige Schrägstellung bemerkte ich endlich bei Inoceramen, die Herr A. de Grossouvre mir aus der Kreide der Corbières, die bekanntlich derjenigen der Gosau durchaus gleich ist, zu senden die große Freundlichkeit hatte. Leider scheinen die Inoceramen in den Corbières beträchtlich seltener zu sein als in der Gosau. Soweit der Erhaltungszustand eine exakte Bestimmung zuläßt, möchte ich die aus den *Neubergicus*-Schichten von Tercis stammenden Stücke für identisch mit solchen der Gosau halten und ebenfalls als *Inoceramus cf. regularis* bezeichnen.

Unter den als *Inoceramus cf. regularis* bezeichneten Stücken kommen Steinkerne von Grünbach und von Muthmannsdorf denen von Haldem etc. am nächsten. Sie haben wie diese regelmäßige und stumpfkantige Rippen und dabei nur eine dünne Schale.

Andere Stücke, und zwar sowohl von Muthmannsdorf wie aus dem Gosautale haben am Steinkern zwar auch noch mehr oder weniger stumpfkantige Rippen, auf der Schalenoberfläche aber bilden sie dicke, rundliche Wülste. Sehr oft ist die Schale bei diesen Stücken 1 *mm* stark und sogar noch dicker. Es gibt aber auch große Inoceramen mit Wulstrippen, deren Schalendicke nicht mehr als $^1/_2$ *mm* mißt. Bei den vorher erwähnten Stücken mit stumpfkantigen Rippen ist die Schale noch dünner.

Aus Norddeutschland lag mir nur ein Schalenexemplar vor, und zwar von Dülmen. Die Rippen waren bei diesem auch auf der Oberfläche der sehr dünnen Faserschicht stumpfkantig.

Auf die Schalendicke allein wird man gewiß keinen systematischen Wert legen dürfen, da diese sicherlich von äußeren Verhältnissen (Brandung, eventuell auch Salzgehalt) beeinflußt wird. Wie weit hingegen die Form der Rippen Anhaltspunkte zu weiterer Gliederung geben könnte, darüber konnte ich trotz des umfangreichen Materials zu keinem abschließenden Urteil gelangen.

---

[1]) Die Gattung *Inoceramus*. Palaeontographica, Bd. 24, pag. 278.
[2]) Zittels Original zu Taf. 15, Fig. 2.

Dahingegen habe ich, wie schon erwähnt, auf Grund der Stellung des Wirbels aus der Art Zittels eine herausgelöst, für welche ich den Namen

Inoceramus Zitteli

in Vorschlag bringen möchte.

Schlüter bereits war es aufgefallen, daß die Gosauform im Vergleich zum *Inoceramus Cripsii* Norddeutschlands meist an der Vorderseite mehr verbreitert ist. Dies ist aber ganz besonders bei Stücken der Fall, wie Zittel eines auf Taf. 14, Fig. 1 von Muthmannsdorf abbildet, bei welchem der Schloßrand nicht unter dem Wirbel endet, sondern noch ein kleines Stück vor diesen hinaus verlängert ist. Namentlich aber schien es Schlüter bedenklich, Inoceramen mit *I. Cripsii* zu vereinigen, welche, wie Zittels Abbildung des Schloßrandes auf Taf. 14, Fig. 4 zeigt, auch noch vor dem Wirbel Ligamentgruben erkennen lassen. Diese Abbildung Zittels (die auch in sein Hand-, beziehungsweise Lehrbuch übergegangen ist) ist aber unrichtig. An dem Original (es ist im Besitze des k. k. Hofmuseums) ist die Schale vor dem Wirbel verletzt. Die Fasern der dicken Schale aber waren es, die den Zeichner verführten, auch vor dem Wirbel Ligamentgruben zu sehen. In dieser Position konnte ich Ligamentgruben bei keinem der Inoceramenschlösser, die ich präparierte, finden.

Fällt also dieses Merkmal weg, so zeigt der Schloßrand doch noch einen Unterschied im Vergleich zu der vorher besprochenen Art. Bei dieser war er flach, bei *Inoceramus Zitteli* ist er aber ausgehöhlt. Die Bandgrübchen liegen in einer sich nach rückwärts verflachenden Furche, die nach vorn schmäler wird und unter dem Wirbel endet. Besonders ausgeprägt ist die Aushöhlung des Schloßrandes bei dem kleinen Stücke, das Zekeli[1]) als *Inoceramus Cuvieri* abgebildet hatte, eine Bestimmung, die bereits Zittel abgeändert hat.

Die etwas nach hinten verschobene Stellung des Wirbels und die Furchung des Schloßrandes sind die wichtigsten Merkmale der Art. In der Gestalt ähnelt sie der vorher beschriebenen Art, unterliegt aber, nach dem bisher vorliegenden Material, nicht der großen Variabilität. Die Schale ist dick und hat wulstförmige Rippen.

Fundorte sind Muthmannsdorf und der Hofergraben.

Wegen des Baues des Schlosses ist mit der soeben, besprochenen Art eine zweite nahe verwandt, von der ein Exemplar aus dem Hofergraben in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt wohl von Zittel selbst als *Inoceramus nov. spec.* bezeichnet worden war. Einige Stücke derselben Art sammelte Herr Prof. Dr. J. Felix im Finstergraben und endlich besitzt auch das geologische Institut der Universität ein Exemplar aus dem Rontograben. Ich benenne die Art

[1]) Das Genus *Inoceramus* und seine Verbreitung in den Gosaugebilden der östlichen Alpen. Jahresber. d. naturwiss. Vereines in Halle, 1851, Taf. I, Fig. 4.

Inoceramus Mülleri nov. spec.

Taf. VI, Fig. 1 und 2.

Im Habitus ähnelt die Art dem *Inoceramus cf. regularis*, beziehungsweise *I. Zitteli* und dürfte vielleicht auch dieselbe Variabilität in der Gestalt besitzen, wenngleich die acht vorliegenden Exemplare weiter nichts als einmal stärkere, einmal wieder schwächere Wölbung der Schale erkennen lassen. Ein Unterschied gegen die vorher besprochene Art liegt in den kräftigen, am Steinkerne scharfen Rippen, die weiter auseinandergerückt sind, als es bei *Inoceramus regularis* und *Zitteli* die Regel ist. Nahe am Wirbel sind die Rippen stumpf und eng aneinandergereiht, so daß auch hieran die enge Beziehung zu *Inoceramus Zitteli* zum Ausdruck kommt. Müller[1]) hat es schon früher für wahrscheinlich gehalten, daß weitgerippte Formen des subherzynischen Untersenons, die in der Zeichnung sehr an *Inoceramus Haenleini Müll.* erinnern, von *Inoceramus Cripsii* abzutrennen seien. Hiergegen machte Wollemann[2]) geltend, daß nach allen Richtungen hin Übergangsformen zu finden seien. Solche habe ich in dem mir vorliegenden Material nicht gefunden, wenn man nicht etwa die Erscheinungen an den ältesten Schalenteilen als solche auffassen will. Stets treten vielmehr schon bei einer Schalenhöhe von 2 *cm* die Rippen weit auseinander. Hierzu kommt aber noch ein zweites Kennzeichen, das diese Art in Gegensatz zu *Inoceramus Zitteli* setzt: die verhältnismäßig starke Entwicklung der Perlmutterschicht, über der nur eine dünne Prismenschicht liegt. Das Vorhandensein der Perlmutterschicht ist nur ein Erhaltungszustand, der den Lokalitäten des Gosautales oft ebenso eigentümlich ist wie manchen amerikanischen Vorkommnissen. Dahingegen kann die auf nur einige Zehntelmillimeter Dicke reduzierte Faserschicht im Vergleich zu *Inoceramus Zitteli* als spezifische Eigentümlichkeit betrachtet werden.

Einige Stücke zeigen auch eine Furche, wie sie zur Bezeichnung *Inoceramus impressus d' Orb.* Ursache gegeben hat. F. Römer[3]) nennt diese Furche eine Abnormität und dies ist wohl vorläufig noch das richtige Wort, denn immer noch wissen wir nicht, ob es sich um eine pathologische Erscheinung, eine Monstrosität oder andere Ursachen handelt. In der Regel wird die Furche nicht von den Rippen und Anwachsstreifen durchschnitten, einer der Gründe, weshalb F. Römer mit Recht auf eine schwielige Verdickung der inneren Schalenschicht schloß. Bei den Stücken unserer Art beobachte ich eine schmälere Furche, durch welche die Rippen hindurchsetzen. Bemerkenswerterweise fällt die Furche gerade in den Teil der Schale, der schon an und für sich eine schwache Depression zeigt, welche namentlich in einer Störung des bogenförmigen Verlaufes der Rippen zum Ausdrucke kommt. Diese Depression erinnert entfernt an den *Ino-*

---

[1]) Die Molluskenfauna des Untersenons von Braunschweig und Ilsede. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 25 (1898), pag. 46.

[2]) Die Faune der Lünebunger Kreide. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. N. F. Heft 37 (1902), pag. 72.

[3]) Die Kreidebildungen von Texas. Bonn 1852, pag. 57.

ceramus Haenleini Müll., bei dem jedoch hier die Rippen auf der Schalenoberfläche ganz verschwinden.

Von den Ligamentgruben konnte ich kein gutes Präparat erzielen. Der Schloßrand entspricht ganz dem von *Inoceramus Zitteli*. Er ist



Fig. 1.



Inoceramus Mülleri.

Seitenansicht des Taf. IV, Fig. 1 abgebildeten Exemplars.

tief ausgehöhlt und in dieser Furche liegen die flachen Ligamentgruben.

Fundorte der Art sind der Finstergraben, der Hofergraben und der Rontograben bei Gosau.

Einen *Inoceramus*, der nur wenig höher als lang ist und der bald dick aufgeblasen, bald aber auch nur flach gewölbt ist, führte Zittel, dem Rate Geinitz' folgend, auf *Inoceramus Lamarcki Park.* zurück. Stützt man sich auf Mantells *Inoceramus Brongniarti* (Taf. 27, Fig. 8), der ja den *I. Lamarcki* darstellen soll, so besteht allerdings eine äußerliche Ähnlichkeit zwischen der englischen Art und der aus der Gosau. Das Schloß ist aber verschieden. Mit dem

I. Lamarcki von Nagorzany, der mich im Habitus an den *I. deformis Meek* erinnert, besteht ebensowenig Übereinstimmung wie mit dem, was Geinitz in Sachsen auf die gleiche Art bezog. Ebenso wie ich es bei der sächsischen Art getan habe[1]), halte ich es bei der Unklarheit, die über den *Inoceramus Lamarcki Park.* herrscht, für am angezeigtesten, den Namen fallen zu lassen und einen anderen einzuführen, als welchen ich

Inoceramus Felixi

in Vorschlag bringen möchte; dabei beschränke ich den Namen nur auf die Art, die Zittel aus den Gosaugebilden als *I. Lamarcki* beschrieb.

Der Diagnose Zittels ist hinzuzufügen, daß Skulptur und Schalenwölbung veränderlich sind. Es liegen Steinkerne von Grünbach vor, die nur schwach hervortretende Rippen haben. Zittels Original und andere Exemplare haben dagegen rundliche, kräftigere Rippen. Die Angabe Zittels über einen mäßig langen Schloßrand beruht auf dem schlechten Erhaltungszustande seines Originals. Vielmehr nimmt der Schloßrand die ganze Länge des Flügels ein. Er bildet einen kräftigen und dicken Wulst. In einer schwachen Aushöhlung liegen die flachen Ligamentfurchen. Durch den dicken Schloßrand wird man an *Inoceramus Cuvieri Sow.* erinnert, an welche Art auch die zuweilen vorkommende gewaltige Schalenwölbung gemahnt, die hier wie dort durch eine Richtungsänderung im Wachstum der Schale bei hohem Alter hervorgerufen wird. Vom *Inoceramus convexus var. quadratus*, den Etheridge[2]) aus dem englischen Cenoman beschreibt, unterscheidet sich der *Inoceramus Felixi* durch die gebogene Vorderseite und durch andere Schalenkrümmung.

Die Art liegt vor von Muthmannsdorf und von Grünbach, bei letzterem Orte wurde sie im Steinbruche bei der Kirche und am spitzigen Kogel gefunden.

Das, was man früher aus der Gosau als *Inoceramus Cripsii* bezeichnete, löst sich sonach in verschiedene Arten auf, die, wie der Bau des Schloßapparats zeigt, aus Formenreihen divergenten Ursprunges hervorgegangen sein müssen. Es sei hierzu auch noch an den *Inoceramus hercynicus* erinnert, den ich[3]) aus dem Unterturon von Sachsen und Böhmen beschrieben hatte und der früher (zum Beispiel bei Reuß und Geinitz) ebenfalls als *I. Cripsii* ging. *Inoceramus hercynicus* schließt sich in seinem Schlosse an *Inoceramus labiatus* an. *Inoceramus Cuvieri var. Cripsioides*, den Elbert[4]) aus dem Oberturon

[1]) Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 53 (1903), pag. 161.

[2]) Vgl. Penning und Jukes Browne, Geology of the neighbourhood of cambridge. Palaeont. appendix. Mem. geol. Surv. London 1881, pag. 143, Taf. II, Fig. 7.

[3]) Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 53 (1903), pag. 156.

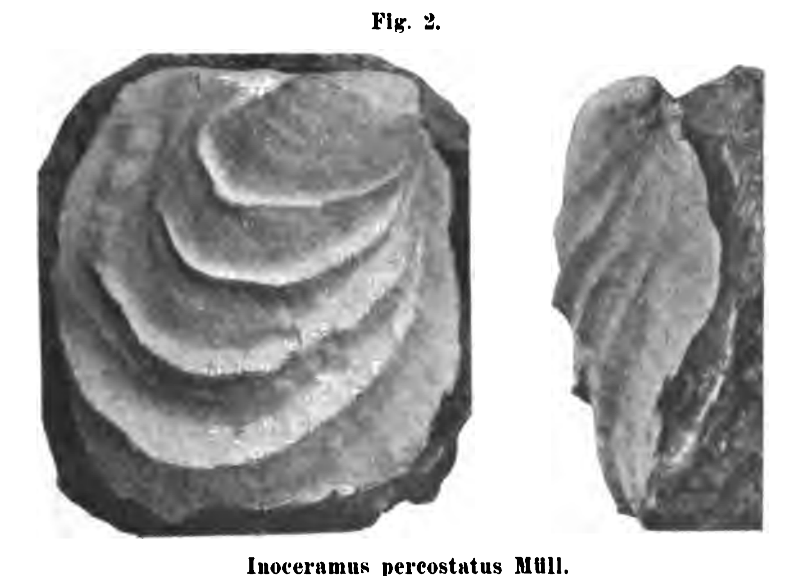
[4]) Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Bd. 58 (1901), pag. 112.

kennen lehrte, geht ebenso wie der hier beschriebene *Inoceramus Felixi* auf *Inoceramus Cuvieri* zurück. Ich betrachte darum das, was man schlechthin als *Inoceramus Cripsii* verstand, nur als ein Stadium konvergenter Entwicklung, zu dessen Ausbildung, wie ich schon früher zu betonen Gelegenheit hatte [1]), es wiederholt gekommen ist. In solcher Auffassung befinde ich mich in erfreulicher Übereinstimmung mit Wegner [2]), der sich in jüngster Zeit mit dem *Inoceramus Cripsii* Westfalens befaßt hat.

Inoceramus percostatus Müller [3]).

In nur drei Exemplaren erhielt ich eine Art, die so weit mit der aus dem norddeutschen Emscher übereinstimmt, daß ich sie damit identifizieren zu müssen glaube. Das abgebildete Exemplar (Fig. 2) ist breiter als dasjenige Müllers, ein anderes schmäleres Stück hat

Fig. 2.



Inoceramus percostatus Müll.

Steinkern aus dem Nußengraben. (Samml. d. k. k. geol. R.-A.)

jedoch ebenfalls den oval-dreiseitigen Umriß der Art vom Harzrande. Es kommen sonach auch bei dieser Species wie bei so manchen anderen Inoceramen breite und schmale Abänderungen vor. Die vom Wirbel aus über die hintere Schalenseite verlaufende Einsenkung ist bei zwei Exemplaren nicht zu verkennen. Die kräftigen Wulstrippen ver-

[1]) l. c. pag. 167.
[2]) Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. Zeit. d. Deutsch geol. Ges. 1905, pag. 182
[3]) Beitr. z. Kenntnis d. ob. Kreide am nördl. Harzrande. Jahrb. d. königl. preuß. geol. Landesanst. 1887, pag. 413, Taf. XVII, Fig. 3.

schwinden beim Steinkern am Flügel. Auch auf der Schale erreichen sie den Schloßrand nicht. Dieser ist dick, tief ausgehöhlt und hat schmale, aber tiefe Liegamentgruben.

Fundorte: Gams, Auerbergkogel (geol. Institut der Universität), Nussenseebach (k. k. Techn. Hochschule), Nußengraben (k. k. geol. Reichsanstalt).

Zittel[1]) führt auch noch den *Inoceramus latus Mant.* an. Sein Original befindet sich im Hofmuseum. Es ist schlecht erhalten, die Bestimmung mehr als fraglich.

Nicht unbeträchtlich ist die Zahl der Inoceramen, die im Laufe der Jahre aus dem Flysch der Nordalpen hervorgeholt wurden. *Inoceramus Cripsii Mant.*, *I. Haueri Zugm.*, *I. salisburgensis Fugg.* und *Kastn.* und *I. monticuli Fugg.* und *Kastn.* sind die am häufigsten zitierten Arten. Nur wenig aber von dem, was ich sehen konnte, läßt eine einigermaßen gesicherte Bestimmung zu. Die besten Stücke, die ich erhielt, sind die von Toula am Leopoldsberge bei Wien gesammelten, die ich auf

Inoceramus salisburgensis Fugg. und *Kastn.*[2])

beziehen möchte. Fig. 3 gibt von einem derselben die Abbildung des Gipsabgusses, der dem Steinkerne entsprechen würde. Der abgetönte dreieckige Teil desselben ist ergänzt. Die vom Wirbel ausstrahlenden Radiallinien, die namentlich im mittleren Schalenteile deutlich hervortreten, habe ich an Exemplaren der gleichen Art von Muntigl nie in derselben Deutlichkeit bemerkt. Man darf jedoch derartigen Radiallinien keinen besonderen Wert beilegen. Auch bei *Inoceramus Zitteli* und *Mülleri*, ferner bei *I. Cuvieri*, *bohemicus* und anderen Arten sind solche Linien auf den Steinkernen hie und da bemerkbar. Für *Inoc. virgatus Schlüt.* gelten sie als charakteristisch. Die Falten sind anfangs dicht gedrängt und regelmäßig, später, auf größeren Stücken, flachen sie stark ab und treten weit auseinander. Die Anwachsrippen gehen den Falten parallel. Am rückwärtigen Ende des geraden Schloßrandes sind sehr breite und flache Ligamentgruben zu bemerken. Toula[3]) bezog diese Funde auf Zittels *Inoceramus Cripsii*, dem sie in der Tat außerordentlich ähneln. Er macht aber darauf aufmerksam, daß die Runzeln sich gegen den Hinterrand abschwächen, sie können am Flügel sogar fast ganz verschwinden, was bei der Art aus der Gosau nicht der Fall ist und auch bei dem *I. Cripsii* Norddeutschlands nicht in gleichem Maße bemerkt wurde. Dahingegen ist ein Abflachen und Verschwinden der Rippen am Hinterrande beim *Inoceramus salisburgensis* von Muntigl bemerkbar. Eine gewisse Ähnlichkeit zwischen *Inoceramus salisburgensis* und dem *Inoceramus Cripsii*, wie er in der Kreide Westfalens vorkommt, ist nicht zu verkennen, auch die Unter-

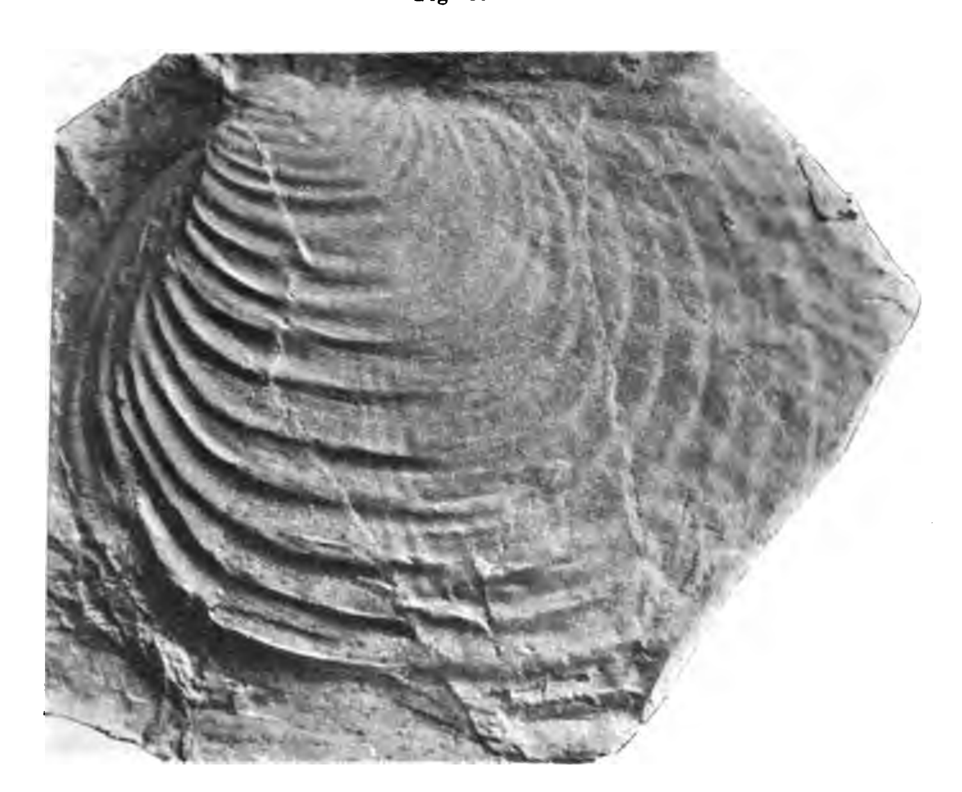
[1]) l. c. pag. 24, Taf. XIII, Fig. 7.

[2]) Fugger und Kastner, Naturwiss. Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg 1885, pag. 77, Fig. 7 u. 8 und Taf. 1.

[3]) Neuer Inoceramenfund im Wiener Sandstein des Leopoldsberges bei Wien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 127.

schiede von *I. cf. regularis*, die außer in dem erwähnten Merkmale in den flacheren, breiteren und weniger regelmäßigen Rippen am Unterrande größerer Exemplare liegen, sind nicht bedeutend. Sollte nicht in den auffallenden und konstanten Größenverhältnissen oder in dem noch nicht genügend bekannten Schloß eine tiefere Verschiedenheit gefunden werden, so bleibt die Frage sehr diskutabel, ob der *Inoceramus salisburgensis* nicht in einer der als *I. Cripsii* bezeichneten Formen auf-

Fig. 3.



Inoceramus salisburgensis Fugg. und Kastn.

Vom Leopoldsberge bei Wien. Koll. Toula.

geht. Bekanntlich ist auch die Selbständigkeit der zweiten Art des Muntigler Flysches, des *Inoceramus Monticuli Fugg.* und *Kastn.* von Frauscher[1]) sowohl wie von J. Böhm[2]) in Zweifel gezogen worden. Von den kürzlich aus der Kreide Siebenbürgens beschriebenen riesen-

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 181.

[2]) Die Kreidebildungen des Fürberges und Sulzberges. Palaeontographica., Bd. 38 (1891), pag. 82.

haften *Inoceramus*-Arten [1]) ist der *I. giganteus Palfy* und der *I. Hungaricus Palfy* in seiner Skulptur von den Stücken des Wiener Waldes verschieden. Die ungewöhnliche Größe derärtiger Inoceramen darf allerdings allein kaum als Charakteristikum in Betracht kommen, weil man auch bei anderen Arten, zum Beispiel *Inoceramus Brongniarti*, *Inoceramus Cuvieri* u. a., Individuen antrifft, deren Dimensionen weit das gewöhnliche Maß überragen.

Außer von Muntigl bei Salzburg liegt mir *Inoceramus salisburgensis* vor von Preßbaum und vom Leopoldsberge bei Wien, an letzterem im Einschnitte der Drahtseilbahn von Toula und im Zementbruch von Fuchs gesammelt.

Aus dem Flysch des Leopoldsberges wurde von Zugmayer ein *Inoceramus Haueri* beschrieben. Seine Charakteristik ist leider so kurz gehalten, daß man sich keine genaue Vorstellung von den Merkmalen der Art machen kann. Das Original wurde der k k. geologischen Reichsanstalt überlassen, ist aber bei der Neuordnung des Museums anscheinend verloren gegangen, denn trotz seiner Größe ist es nirgends mehr auffindbar. Unter diesen sehr bedauerlichen Umständen ist es außerordentlich wichtig, daß die k. k. Technische Hochschule einen großen *Inoceramus* vom Kahlenbergerdorf besitzt, der von Toula mit dem Original Zugmayers verglichen und als *Inoceramus Haueri* bestimmt worden ist. Aus dem Kreideflysch der Karpathen ist die Art oft erwähnt, nie aber abgebildet worden. Zwei Exemplare derselben Art, aber unbekannter Provenienz besitzt die k. k. geologische Reichsanstalt. Alle lassen auf große Dimensionen schließen, sind aber für eine genaue Bestimmung zu schlecht erhalten. Die großen flachen Schalen zerbrachen schon in den noch breiartigen Sedimenten. Eine Schale ist randlich vollständig zertrümmert, Trümmer aber teilweise durcheinandergeschoben, wie es nur lange vor Verfestigung des Gesteines möglich war. Der Schloßrand fehlt überall gänzlich, bei zwei Stücken kann man sogar im Zweifel sein, an welcher Seite der Schale er gewesen sein dürfte. Alle diese Stücke sind daher nicht geeignet eine bestimmte Vorstellung von dem zu geben, was man als *Inoceramus Haueri* zu bezeichnen hat.

Unter den Inoceramen, die der graue Mergelkalk von Eiberg bei Kufstein, aus dem Schlosser [2]) jüngst eine senone Fauna beschrieben hat, liefert, befinden sich Stücke, die einigermaßen an die vorhandenen Bruchstücke des *Inoceramus Haueri* erinnern, sich aber doch so weit in dem bogenförmigen Verlaufe ihrer Rippen unterscheiden, daß man in ihnen nicht dieselbe Art sehen kann.

Es ist nach alledem nicht möglich, für das verschollene Original des *Inoceramus Haueri* einen Ersatz zu schaffen und darauf die Art neu zu gründen.

Daß man bei der Bestimmung mangelhaft erhaltener Flyschinoceramen sehr vorsichtig sein muß, lehren Fundorte wie Eiberg bei

[1]) Palfy, Zwei neue *Inoceramus*-Riesen aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. Földtani Közlöny. Budapest, Bd. 33 (1903), pag. 489.

[2]) Neue Funde von Versteinerungen der oberen Kreide in den Nordalpen. Zentralblatt für Mineralogie etc. 1904, pag. 654.

Kufstein, woselbst die Inoceramen einen verhältnismäßig sehr guten Erhaltungszustand zeigen, der dann erkennen läßt, daß unter den großen und flachen, gleichförmig gerippten Inoceramen mehrere Arten zu unterscheiden sind. Nach Abschluß der vorstehenden Arbeit erhielt ich durch die Güte des Herrn Dr. Schlosser die von ihm gesammelte schöne Inoceramenkollektion von Eiberg. Ich unterlasse es, ausführlicher auf diese Suite einzugehen, weil es wünschenswert wäre, daß in den Steinbrüchen dieser Lokalität weitere Aufsammlungen gemacht werden, die eine spezielle Bearbeitung der verschiedenartigen Inoceramen dieser Lokalität ermöglichen würden. Schlosser erwähnt bereits *Inoceramus Cripsii*, der mir gut mit den westfälischen Stücken übereinzustimmen scheint.

Von den Inoceramen, welche ansehnliche Dimensionen erreichen können, möchte ich zwei Stücke als

Inoceramus aff. hungaricus Palfy

bezeichnen. Leider ist diese Art auf einen mangelhaften Abdruck gegründet worden [1]), so daß ein sicherer Vergleich nicht in allen Punkten möglich ist. An den Stücken ist die lange gerade Vorderseite auffallend, die mit dem verhältnismäßig kurzen Schloßrande einen Winkel von 150° bildet. Bei dem Originale der zum Vergleich angezogenen Art ist die Vorderseite nicht erhalten, wie aus einem Gipsabgusse hervorgeht, den für mich anfertigen zu lassen, Herr M. v. Palfy die große Güte hatte. Die kräftigen konzentrischen Wulstrippen treten bis an den Schloßrand heran und erreichen ihn in nach rückwärts spitzer werdenden Winkeln, was bei *Inoceramus hungaricus* nicht der Fall ist. Zwischen den Rippen verlaufen, ihnen parallel, feinere Anwachsstreifen.

Der dünne Schloßrand ist an den Steinkernen nur teilweise erhalten und konnten an ihm die Ligamentgruben nicht beobachtet werden.

Andere große Inoceramen von Eiberg unterscheiden sich von den soeben erwähnten unter anderem dadurch, daß der Winkel zwischen Schloßrand und Vorderrand bedeutend geringer ist. Auch greift bei ihnen der Bogen, den die Rippen bilden, in der Kreszenzachse weiter aus. Sie sind es, die an den *Inoceramus Haueri* erinnern. Das vorliegende Material (zwei Stücke) ist zu gering, um die Veränderlichkeit in der Gestalt dieser Art zu studieren und sie als neue Spezies einzuführen.

Kräftig gerippte, zum Teil hochgewölbte Inoceramen, die Schlosser bei Eiberg sammelte, sind ebenfalls auf keine schon bekannte Art zurückzuführen.

Die Zahl der Inoceramenspezies, die die Oberkreideablagerungen der Nordalpen geliefert haben, ist sonach eine kleine. Von ihr ist aber nur wenig geeignet Parallelen mit außeralpinen Vorkommnissen zuzulassen. *Inoceramus percostatus Müll.* ist eine Art des Emscher,

[1]) l. c. pag. 495 und Taf. 12.

die in immer weiterer Verbreitung in diesem Niveau nachgewiesen wird und deshalb wohl für eine Vergleichung der Horizonte benutzt werden kann. Bei *Inoceramus Mülleri* muß noch abgewartet werden, ob er völlig den deutschen Vorkommnissen entspricht. *Inoceramus regularis d'Orb.* ist noch nicht genügend genau bekannt, um entscheiden zu können, ob unser *I. cf. regularis* damit völlig übereinstimmt. *Inoceramus Zitteli*, *I. Felixi und I. Seebianus* sind bisher ebenso wie *I. salisburgensis* nur aus den Alpen bekannt. Die Funde aus der Verwandtschaft des *Inoceramus hungaricus* beschränken sich ebenfalls nur auf die Flyschfazies der Alpen, beziehungsweise Karpathen. Dahingegen ist nach J. Böhm der *Inoceramus Cripsii* aus den Pattenauer und Gerhartsreiter Schichten, vielleicht auch derjenige aus den Nierentaler Schichten [1]) und aus dem Senon von Eiberg identisch mit demjenigen Norddeutschlands.

Engere Beziehungen scheinen zwischen den Inoceramen der Kreidebildungen der Südalpen und denen der nordgermanisch-gallischen Provinz zu bestehen. Aber dem ist doch nur scheinbar so, denn die sorgfältigen Darstellungen Airaghis lassen erkennen, daß es doch andere Arten sind, die in der Scaglia etc. vorkommen. Das Schloß des *Inoceramus labiatus*, wie es von genanntem Autor abgebildet wird, ist ganz abweichend von den Darstellungen Sowerbys und d'Orbignys. Auch der *Inoceramus Brongniarti* Airaghis und vielleicht auch sein *I. Cripsii* dürften kaum richtig identifiziert sein. Der *Inoceramus Cuvieri*, der früher aus der Kreide der Südalpen öfters zitiert wurde, wird von Airaghi, dem ein großes Untersuchungsmaterial zur Verfügung stand, nicht mehr angeführt. Nach allem, was bis heute bekannt ist, scheint also die Gattung *Inoceramus* in der alpinen Oberkreide eine Reihe spezialisierter Arten zu umfassen. Wenn man auch die Inoceramen dieser Ablagerungen als einen nordischen Einschlag betrachtet, so bleiben nach unserer heutigen Kenntnis doch nur wenig spezifische Anknüpfungspunkte bestehen.

[1]) Aus welchen letzteren mir zu wenig vorliegt, um mich dazu äußern zu können.



Die Kreindlsche Ziegelei in Heiligenstadt-Wien (XIX. Bez.) und das Vorkommen von Congerienschichten.

Von **Franz Toula**.

Mit 18 Textfiguren.

Die alljährlichen Studienausflüge mit meinen Zuhörern, die bei der übergroßen Anzahl der letzteren recht zahlreich sein müssen, führen mich naturgemäß immer wieder an solche Stellen, wo sich stratigraphische und tektonische Verhältnisse gut zeigen lassen.

Auf diese Weise komme ich in die Lage, Veränderungen an den betreffenden Örtlichkeiten seit Jahren zu verfolgen und scheint es mir empfehlenswert, die eine und andere dieser Wahrnehmungen festzuhalten, wobei ich nur bedauere, daß es bei der Fülle von zu bewältigender Arbeit nicht möglich ist, Schritt zu halten mit der Aufeinanderfolge der Beobachtungen. Angeregt zur Mitteilung einiger solcher Wahrnehmungen wurde ich zunächst durch die Ausführungen im „Führer zu den geologischen Exkursionen“ während des IX. Internationalen Geologenkongresses in Wien (1903) und durch eine interessante Arbeit meines Freundes und Kollegen Dr. Rudolf Hoernes über die vorpontische Erosion (1900) sowie durch die Tatsache, daß sich gewisse Aufschlüsse im Weichbilde der Stadt infolge der raschen Ausdehnung Wiens als sehr vergänglich erweisen, so daß es in der Tat geboten erscheint, festzuhalten, was noch der Beobachtung unterworfen werden kann.

R. Hoernes hat in seiner Arbeit über die vorpontische Erosion (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1900, pag. 815) die stratigraphischen und faunistischen Wahrscheinlichkeitsgründe erörtert, welche für die Suesssche Vorstellung von einer solchen Erosion sprechen. Dabei hat er aber aus dem Gebiete der Wiener Bucht nur das Auftreten „einer mit mäotischem Sande gefüllten Tasche“ angeführt, welche beim Schleusenbau für den Donaukanal angetroffen worden sei. Näheres war über diese „Tasche“ nicht zu erbringen. Klarzulegen sind diese Verhältnisse gerade für die Gegend von Heiligenstadt—Nußdorf aus dem Grunde nicht, weil die Ablagerungen sehr weitgehenden Terrainverschiebungen ausgesetzt waren und noch immer sind. Hier konnte bis nun irgendein Beweis nicht gefunden werden, „daß

im Wiener Becken ... die Zeit vor Beginn der pontischen Stufe eine Epoche tiefgehender Zerstörung durch Erosion gewesen sein" müsse.

Wenn ich nun auch aus diesem Gebiete Beweise für oder wider die erwähnte Erosionsperiode nicht anzuführen in der Lage bin, so will ich doch einige neue Angaben über das Auftreten der Congerienschichten bei Heiligenstadt machen. An einer Stelle konnten sie bis vor kurzem förmlich inmitten der sarmatischen Tone wahrgenommen werden. Dieses Vorkommen ist, wie ich mich bei einem meiner letzten Besuche überzeugte, bei der Anlage einer neuen Straße (Josef Friedlgasse) abgegraben worden, welche von der Barawitzkagasse aus über das Planum der alten Kreindlschen Ziegelei, parallel zur Heiligenstädterstraße, fortgeführt werden soll.

Die Belegstücke von diesem ehemaligen Vorkommen liegen mir noch vor und auch die damals angefertigten Profildarstellungen sind noch vorhanden. Eine zweite Stelle läßt dagegen auch heute noch (Juli 1905) das Vorkommen der Congerienschichten bei Heiligenstadt nachweisen. In dem Führer für die Exkursion nach Heiligenstadt, Nußdorf etc. von O. Abel sind diese gewiß interessanten Heiligenstädter Vorkommnisse nicht erwähnt. Auf der Fr. Schafferschen geologischen Karte von Wien (Geologie von Wien, I, 1904, Karte 1:25.000) wurde das Vorkommen der Congerienschichten bei Heiligenstadt nicht eingezeichnet, es findet sich jedoch im Text (pag. 26) die Angabe des Vorkommens einer „sogenannten Grenzschichte zwischen der sarmatischen und Congerienstufe, in der *Congeria* und *Melanopsis* in großer Zahl auftreten", wenigstens erwähnt. (Man vgl. auch Th. Fuchs, Erläut. zur geol. Karte der Umgebung von Wien, 1873, pag. 40.)

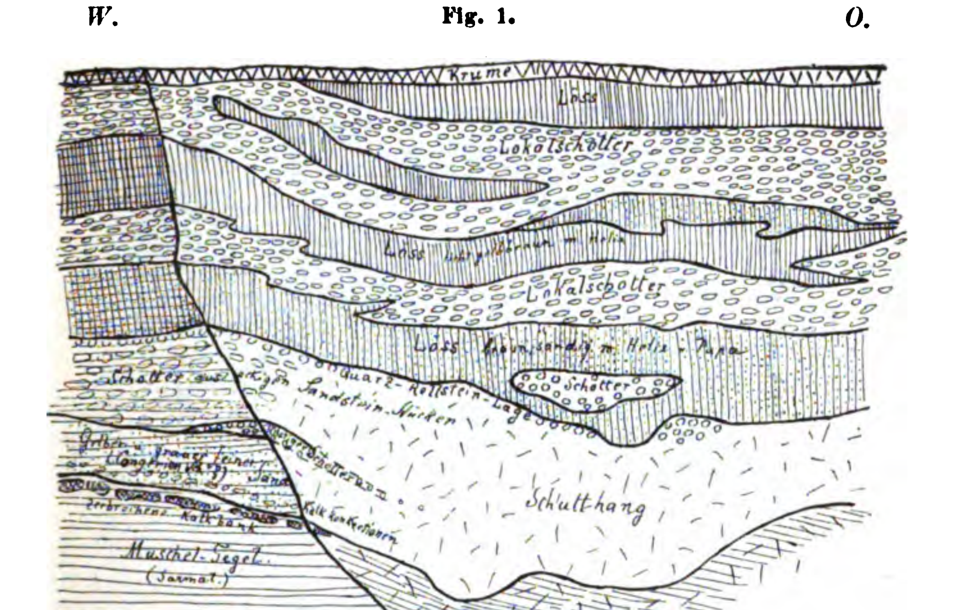
Der zuerst erwähnte Aufschluß befand sich im unteren Teile der Barawitzkagasse in Heiligenstadt (Haltestelle der elektrischen Bahn nach Nußdorf), und zwar hinter der nördlichen Häuserreihe, welche an einen zum Teil abgegrabenen alten Steilrand des Krotenbachgrabens hinanreicht, der zur Zeit meiner ersten ausführlichen Aufnahme (am 4. April 1884) noch in seiner ganzen Erstreckung erhalten vorlag, während heute nur noch der oberste (westlichste) Teil zu beobachten ist. Vielleicht empfiehlt es sich, meine vor Jahren angefertigten Aufnahmen an dieser alten Böschung zur Darstellung zu bringen, welche ich damals auf zirka 10 *m* Höhe und etwas darüber schätzte. Indem ich dies tue, komme ich gewissermaßen einem von Felix Karrer (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 64) ausgesprochenen Wunsche nach, welcher mit Recht betonte, es sei „notwendig, so bald und so schnell als möglich die geologischen Denksteine in dem Gebiete unseres erweiterten Stadtgebietes zu sammeln, da infolge des Ausbaues der neuen Stadtteile gar bald manches für immer verschwinden" werde, „was zur Detailkenntnis des Untergrundes unserer Kaiserstadt von Wichtigkeit wäre".

Der in Fig. 1 gegebene Teil ist noch jetzt sichtbar.

Unter einer wenig mächtigen Krume folgt Löß in vier durch Lokalschotterlagen unterbrochenen, gegen O zum Teil auskeilenden Ablagerungen. Der Lokalschotter ist besonders reich an den bezeichnenden plattigen oder keilförmigen Geschieben aus Flyschsandsteinen. In der dritten Lößlage fand sich die kleine Löß-*Helix* (*Helix hispida*

Müller), in der vierten daneben auch die kleine Löß-*Pupa* (*Pupa muscorum Drap.*). Im oberen Teile der dritten Lößlage machte sich falsche Schichtung bemerkbar. In der untersten Lößlage findet sich ein Schotternest aus gerundetem Material. Nun folgt eine dünne Schotterlage, in welcher runde Quarzgerölle vorherrschen, neben Wiener Sandsteingeschieben und -geröllen. Die Quarzgerölle dürften dem „Belvedereschotter" entstammen. Darunter folgt eine bis 4 *m* mächtige, sackartig nach abwärts in sarmatischen Muscheltegel hineinreichende Schottermasse, eine Einsenkung nach Art jener von Th. Fuchs seinerzeit (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 309 ff.)

Fig. 1.



Steilhang in der Barawitzkagasse.

(Oberste Stelle 1884.)

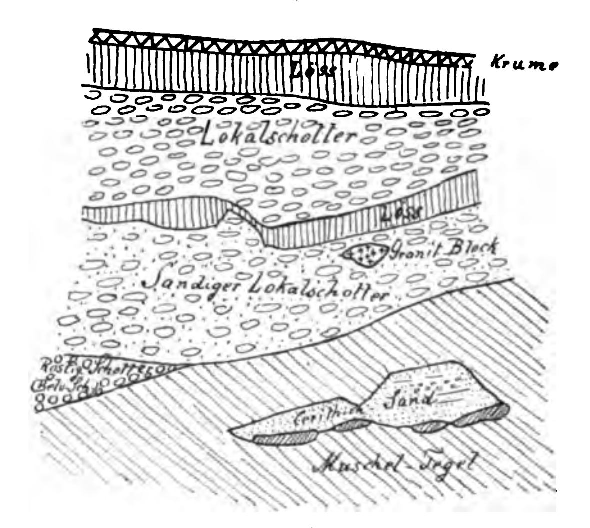
geschilderten Störungen und Bewegungserscheinungen „loser Terrainmassen". — Diese mächtige Schottermasse besteht aus eckigen Wiener Sandsteinstücken. Sie scheint gegen Süd auszukeilen, wie man am obersten Ende des Aufschlusses wahrnehmen kann, wo eine stehengebliebene Querwandfläche die Beobachtung erlaubt. In dieser Lage tritt ein keilförmiges Nest von rostigem Quarzschotter („Belvedereschotter") auf, das sich in der Form einer schmalen schnurartigen Lage gegen Osten hinzieht. Darunter fand ich, an jener Querwand, eine Lage eines grauen und gelblichen Sandes mit einer Einlagerung von kleinen Kalkkonkretionen nahe der Grenze des darunter folgenden sar-

matischen Muscheltegels, dessen oberste Grenze durch eine in kleinere und größere Stücke zerbrochene Muschelkalkbank gebildet wird.

In Fig. 2 bringe ich, in getreuer Wiedergabe der Verhältnisse, die Aufeinanderfolge der Schichten einer östlichen, jetzt nicht mehr zu beobachtenden Partie des Steilhanges.

Hier waren nur mehr zwei Lößlagen sichtbar, deren untere vielfach verdrückt war, infolge der Einsenkung der Lokalschotterauflagerung. Die untere, zum Teil etwas sandige Lokalschottermasse umschloß einen größeren exotischen Granitbrocken. Auch hier lag darunter ein gegen Osten auskeilendes Nest von „Belvedereschotter". Im Muscheltegel eingeschlossen fand sich ein größeres Nest von feinem und gröberem Cerithiensand mit vielen Exemplaren von *Cerithium pictum.*

Fig. 2.



Steilhang in der Barawitzkagasse.

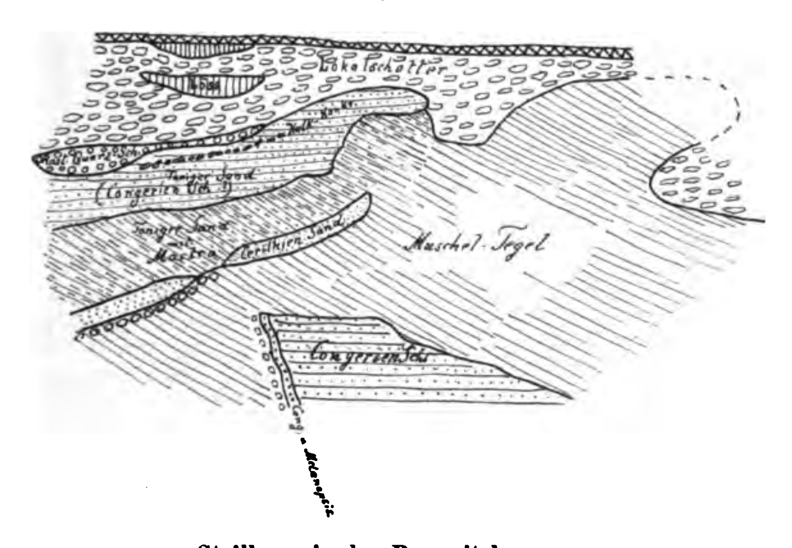
(Mittlere, jetzt abgegrabene Partie [1884], „Josef Friedlgasse".)

Fig. 3 stellt den heute gleichfalls nicht mehr vorhandenen Teil des Steilhanges vor, nahe dem Absturze gegen die Heiligenstädterstraße. Der Löß ist nur mehr in geringen Resten vorhanden gewesen. Rostiger Quarz-(„Belvedere-")schotter unter dem „Taschen" bildenden Lokalschotter und über einem sandigen Tegel mit den im Congerientegel so häufig auftretenden kreidigen Kalkkonkretionen. Darunter lagerte ein toniger Sand mit *Mactra*-Schalentrümmern und vereinzelten kreidigen Kalkkonkretionen. Cerithiensand trat in vereinzelten Nestern über groben Geröllen auf, die an die Geröllschichten erinnerten, wie man sie vor Jahren an der Nordwand der Kreindlschen Ziegelei so schön zu beobachten Gelegenheit hatte.

Darunter folgte typischer sarmatischer Muscheltegel, in dem sich eine Masse von feinsandigen und sandigtonigen Schichten mit Con-

gerien und *Melanopsis*-Schalen befand, die so aussah, als wäre sie in die Tegel förmlich hineingesunken. An ihrer westlichen Grenze traten Gerölle auf, begleitet von einer schmalen Zone von feinen gelben Sanden mit *Melanopsis* und *Congeria triangularis Partsch*. Schon 1884 sammelte ich an dieser Fundstelle in der Barawitzkagasse in dem feinsandigen, gelbgefärbten Material eine größere Anzahl von *Melanopsis*-Schalen. Vorwaltend sind es schlanke Formen, welche sich zum mindesten an die *Melanopsis impressa Krauss* M. Hoernes (Foss. Moll. d. Wien. Beckens I, Taf. 49, Fig. 10) anschließen, während andere durch die engen ersten Windungen, die eine scharf abgegrenzte Spitze bilden, den schlanken, von M. Hoernes als typisch bezeichneten Exemplaren von *Melanopsis Martiniana* (l. c. Fig. 2) zuneigen. Die

Fig. 3.



Steilhang in der Barawitzkagasse.

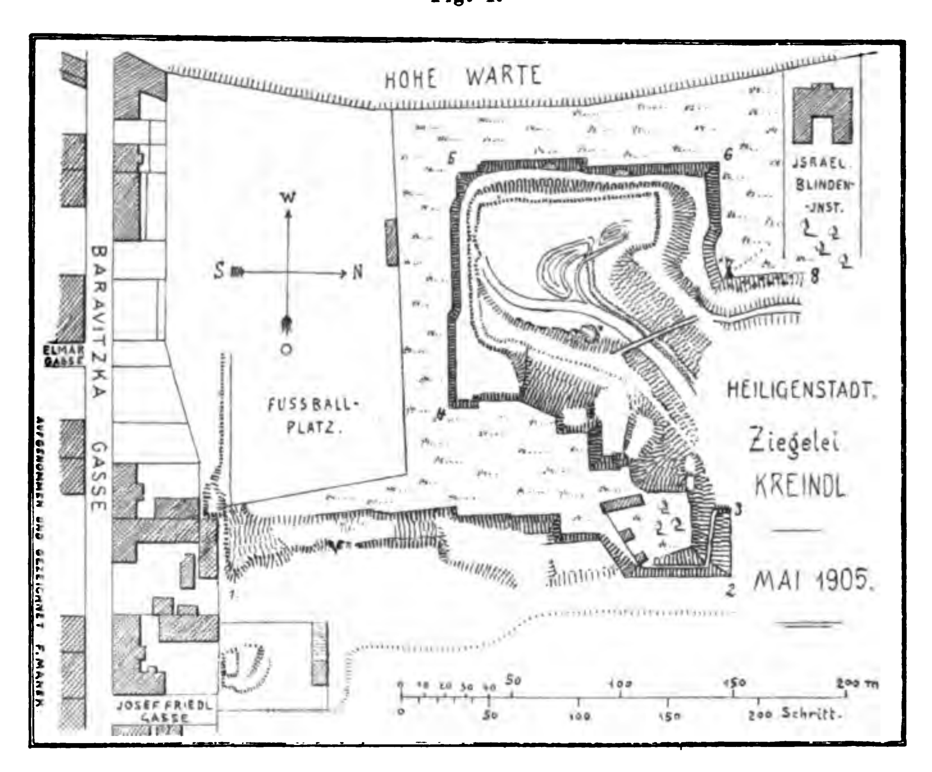
(1884. Im Jahre 1905 abgegraben.)

ersteren Schalen bestimmte ich in der Tat als *Melanopsis impressa* und auch mein verehrter Freund und Kollege R. Hoernes stimmt meiner Annahme zu, wie er mir kürzlich schrieb, nach Besichtigung der besten gesammelten Stücke. Unter den vor vielen Jahren der Wiener Technischen Hochschule übergebenen Exemplaren der Feldsberger *Melanopsis impressa* ist das eine und andere Stück, das sich von jenen von Heiligenstadt nicht unterscheiden läßt. Auch zwei Exemplare von *Melanopsis Sturi* liegen mir von Heiligenstadt vor.

Schon 1879 und 1880 waren mir von den Arbeitern in der Kreindlschen Ziegelei viele Exemplare von *Melanopsis Martiniana* gebracht worden, die aus einem grauen, sehr feinsandigen Material stammten und durchweg mittelgroße, sehr schlanke Exemplare vorstellen. Aus dem feinsandigen, tonigen Material aus derselben Zeit stammen

zwei sehr schön erhaltene Exemplare von *Congeria triangularis Partsch*, welche auf das beste übereinstimmen mit der von Andrussow (Dreissensideen, Taf. V, Fig. 15—17) abgebildeten Form von Radmanest, dem Typus für Partsch. Ich erinnere mich noch recht gut des eigenartigen Eindruckes, den die große Menge von *Melanopsis*-Schalen von damals auf uns gemacht hat. Ich vermutete damals eine Täuschung, um so mehr, als mir die Leute die Fundstelle nicht zeigen konnten, und glaubte Material vor mir zu haben, das von den wandernden Tongräberleuten etwa aus der Gegend von Brunn oder Mödling hergebracht worden sei. An dem Hange in der Barawitzkagasse wurden von mir erst

Fig. 4.



viel später mehrere Exemplare derselben Art herausgegraben, neben kleinen Cardien, die ich als *Cardium cf. Karreri Fuchs* bestimmte.

In jüngster Zeit hat nun der Adjunkt meiner Lehrkanzel, Herr Dr. Porsche, auf unseren Exkursionen im Jahre 1904 etwas weiter im Norden in einem gelben, sehr feinen Sande, der stellenweise wie typischer Löß aussieht, recht gute Schalenexemplare von *Congeria triangularis* gesammelt, und zwar neben Schalen von *Melanopsis Martiniana* in der erwähnten schlanken Form. Diese Funde veranlaßten mich, eine genaue Aufnahme vorzunehmen und diese auf die ganze jetzt noch im Betriebe stehende Kreindlsche Grube auszudehnen. (Man vgl. Fig. 4.)

Man verfolgt jetzt den Haupttegelkörper in der Tiefe, und zwar nach Süden hin, wo er unter recht eigenartigen Verhältnissen unter den mächtig anschwellenden Deckgebilden, aus zumeist sandigem Material (Cerithien-, vielleicht auch Congeriensand), Belvedere- und Lokalschotter und Löß bestehend, gegen die Barawitzkagasse hin ansteht. Die westliche Steilwand reicht schon recht nahe an die Hohe Warte hinan, im Osten aber, gegen das erwähnte Planum der Josef Friedlgasse, erhebt sich ein Überbleibsel der alten „Lößterrasse", welche in den so wohlbekannten, zirka 17—18 *m* hohen, steil unter 60—80° geböschten Wänden nach Osten abfällt, die sich von Nord nach Süd hinziehen, und zwar bis an den erwähnten Überrest der Böschung in der mittleren Barawitzkagasse. An dieser Wand, und zwar in ihrem südlichen Teile, treten nun die Congerienschichten unter recht eigenartigen Verhältnissen auf.

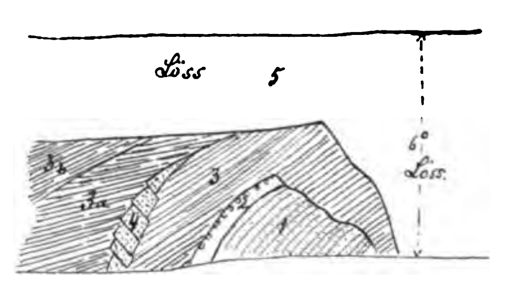
Bevor ich die Ergebnisse dieser Aufnahme darlege, möchte ich die diese Verhältnisse berührenden älteren Mitteilungen in Betracht ziehen.

Die einzige ältere, mir bekannt gewordene Mitteilung über das Vorkommen von Congerienschichten bei Heiligenstadt findet sich in einer von H. Wolf (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 144) gegebenen Darstellung der bei den Eisenbahnbauten der Kaiser Franz Josefsbahn, und zwar „am linken Ufer des Krotenbaches, vis-à-vis der Villa Arthaber in Döbling", erhaltenen Aufschlüsse. In der Kreindlschen Grube („Ziegelei des Herrn Englisch", so hieß der frühere Besitzer) lehnte sich ein Rest von Congerienschichten in diskordanter Lagerung unmittelbar an die sarmatischen Schichten. Wolf schätzte damals die ganze Masse auf 20 Kubikklafter und unterschied vier „Schichtgruppen", einen unteren Sand mit *Melanopsis Martiniana* und *Melanopsis impressa* und drei Tegellagen. In der unteren sandigen Tegellage fand er *Congeria triangularis*, in der zweiten Lage *Cardium apertum*; die dritte wies keine Fossilreste auf. — Wolf meinte, die Congerienschichten seien größtenteils bei der Bildung des älteren Steilrandes entfernt, teils aber auch durch Abgrabungen weggeschafft worden, während der damals „noch sichtbare Rest in kurzer Zeit ebenfalls entfernt sein werde".

Die tektonischen Verhältnisse, unter welchen die sarmatischen Bildungen in der Kreindlschen Ziegelgrube, und zwar an ihrer Nordwand, in früherer Zeit zu beobachten waren — jetzt ist diese Wand vollständig überrast — hat E. Suess zuerst geschildert. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1860, Verh. pag. 84 und Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1866, LIV, pag. 7 d. Sep.-Abdr.) „Im Tegel", so heißt es 1860, pag. 84, „gewahrt man eine große Faltung, welche . . . in schiefer Richtung abgeschnitten wird." Um einen sattelförmigen „Rücken von blauem sandigen Tegel unter dem Löß . . . legt sich in einer Mächtigkeit von mehreren Klaftern bläulicher Sand mit Trümmern von Cerithien und Bivalven, höher oben feiner Sand, endlich reiner Muschelsand. Auf diesen folgt eine $^1/_2$—$1^1/_2$ Fuß mächtige Lage von etwa zwei Faust großen Geschieben von Wiener Sandstein; auf einzelnen sitzen Austern auf . . . Auf dieselbe folgt erst die Hauptmasse des Tegels, und zwar zuerst eine Bank mit Cardien und anderen Bivalven, dann ein Streifen

von großen und schönen Gipskristallen, eine Zone, welche die Knochen von Seesäugetieren enthält, dann eine Sandlage mit *Cerithium rubiginosum, Donax* usw." In den Sitzungsberichten (l. c. pag. 8) heißt es: „Im innersten Teile der Wölbung ist feiner Flugsand mit zerriebenen Muschelschalen sichtbar, darauf blättriger Tegel mit *Ervilia podolica*, etwa 15—20 Fuß mächtig; es folgt ein dünnes Sandband, dann eine $^1/_2$—$1^1/_2$ Fuß starke Lage von Geröllen . . . Das nächste Glied ist eine sehr mächtige Masse von blauem Tegel, deren unterer Teil zahlreiche Gipskristalle einschließt, während in etwas höherem Niveau die Reste von Seesäugetieren nicht selten sind. In dem obersten Teile dieses Tegels stellen sich harte Knauern mit Pflanzenresten ein. Es folgt eine von zwei Verwerfungen durchschnittene dünne Lage von gelbem Sand mit Cerithien und *Donax lucida*, darüber noch mehrfacher Wechsel von Sand und Tegel und endlich eine mächtige Masse von sehr feinem Cerithiensand."

Fig. 5.



Nordwand der oberen Kreindlschen Grube.

(21. März 1868.)

1 Sand. — 2 Hohlraum mit Geröllen an der Decke. — 3. 3*a*. 3*b* Tegel. — 4 Sandzwischenlage. — 5 Löß.

Felix Karrer erwähnt die zweite Kreindlsche Ziegelgrube — sie ist dermalen seit langem außer Betrieb und wird allmählich ganz zugeschüttet werden — in einer Arbeit über die Foraminiferen der brackischen Schichten. (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1863, XLVIII, pag. 18 d. Sep.-Abdr.) Unter „dem Löß folgt ein grauer Sand durch 2 Klafter, hierauf rotgelber Sand (4 Fuß), dann eine Steinplatte von 2 Fuß, endlich blauer Hernalser Tegel mit Lagen blauen Sandes, in welchem . . . etwa 3 Klafter tief gearbeitet war".

Die Gerölle mit aufsitzenden Austern erwähnt auch Th. Fuchs (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 125 [13 d. Sep.-Abdr.]) aus der „ersten Ziegelgrube bei Nußdorf".

Dieses Vorkommen sah ich zuerst unter der Führung von Prof. E. Suess am 1. März 1867 und ein zweitesmal unter v. Hochstetters Führung am 21. März 1868. Von dem zweiten Besuche rührt eine Skizze her, die ich beifügen will (Fig. 5), genau so, wie ich sie damals gezeichnet habe, weil mir eine bildliche Darstellung dieser Verhältnisse

bisher nicht bekannt geworden ist. Ich habe es damals versucht, die Erklärung dieser Verhältnisse zu geben und kam dabei, wie beiläufig angeführt werden soll, auf wiederholte Überschiebungen oder Uberfaltungen eines und desselben Tegelkörpers von W gegen O, durch welche die ursprünglich hangenden Sande überlagert, überschoben, beziehungsweise eingefaltet worden seien. — Diese Verhältnisse werden nach Veröffentlichung der von Hofrat Th. Fuchs gemachten alten Aufnahmen im nördlichen, jetzt aufgelassenen Felde klargelegt werden, Aufnahmen, die Herr Dr. Fr. Schaffer im Verfolge seiner begonnenen Arbeiten zu verwerten haben wird. Weiters sei der Mitteilungen über neuere Aufschlüsse in diesem Gebiete in Kürze gedacht.

Felix Karrer hat (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, pag. 385—391) „merkwürdige Schichtenstörungen aus den Ziegeleien an der Nußdorferstraße" besprochen, vor allem die staffelförmigen oder treppenförmigen Verwerfungssysteme, wie sie in der Hauserschen, nördlich von der Kreindlschen gelegenen Tegelgrube wiederholt sehr schön zu beobachten waren. Sie zeigen schräge, parallel verlaufende Verwerfungsklüfte, die in sehr geringer Entfernung recht regelmäßig aufeinanderfolgen. Später hat derselbe Autor die Lagerungsverhältnisse des Sarmat, wie sie bei der „Krotenbacheinwölbung im XIX. Bezirk (Döbling)" zu beobachten waren, festgehalten (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag 59—71 mit Taf. VI), bei welcher Gelegenheit er auch die Vorkommnisse von Belvedereschotter in diesem Gebiete erwähnt. Eine Darstellung des Vorkommens von Belvedereschotter und Löß mit eingeschwemmtem Belvedereschotter über dem Tegel der Kreindlschen Grube aus dem Jahre 1876 findet sich im Karrerschen Wasserleitungswerke (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., IX. Bd., 1877, pag. 344). — „Die neuen Kanalisierungen im XIX. Bezirke (Döbling)" hat Karrer etwas später besprochen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 493—509 mit Taf. XIV). Auf der Tafel erscheinen die verwickelten Verhältnisse der sarmatischen Tegel, Sande und Schotter, ihr Ineinandergreifen getreulich, leider mit starken Überhöhungen eingetragen, ebenso die „oberen roten Belvedereschichten" und der Löß. Congerienschichten scheint man danach nirgends angetroffen zu haben. — Der „Führer" von Dr. O. Abel (1903) ist bereits oben erwähnt worden.

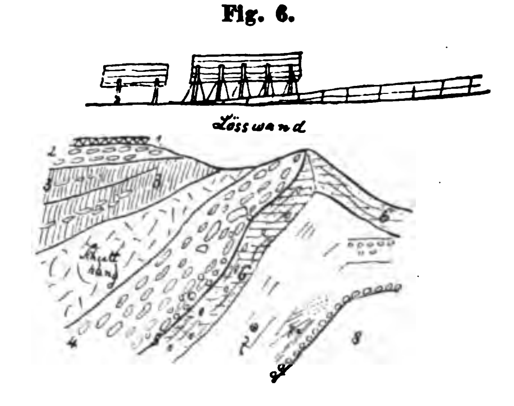
Im nachfolgenden möchte ich nun die von mir vorgenommenen Aufnahmen in der Kreindlschen Grube in Betracht ziehen, soweit sich diese jetzt noch im Abbau befindet, ein Abbau, dem wohl bald eine Grenze gesetzt sein wird, da die Abbauwände einerseits nahe an die Baulichkeiten der Hohen Warte hinanrücken, anderseits aber die Arbeit in die Tiefe, schon durch das kaum zu bewältigende aufdringende Wasser, offenbar aus der wasserführenden Sandschicht des Untergrundes, große Schwierigkeiten bereiten würde, abgesehen von der Gefährlichkeit tieferer Abbaue für die dahinter liegende Hohe Warte, so daß eigentlich nur noch das in dem erwähnten östlichen Terrassenreste in dessen Tiefe auftretende Tegelvorkommen übriggeblieben ist, welches in wohl nicht ferner Zeit abgebaut sein wird. Um die Darlegungen möglichst klarmachen zu können, ließ ich durch einen meiner eifrigsten Hörer, Herrn Ing.-Schüler F. Manek, die topographischen Verhältnisse planmäßig skizzieren, eine Aufgabe, welche

mit großem Geschick zur Durchführung gebracht wurde, wie die schon erwähnte Planskizze (Fig. 4) erkennen läßt.

In den jetzt im Betriebe stehenden Abbau gelangt man von der Heiligenstädterstraße aus durch den alten Eingang, der am Ringofen und an dem alten Terrassenreste vorüberführt. Dieser ragt wie eine Bastion auf und trägt einige Bauwerke, zu denen, links von der Zufahrtstraße, eine Stiege und ein Steilweg hinaufführen.

Zunächst will ich die nach Osten abstürzende Steilwand besprechen, welche sich von der Barawitzkagasse bis zu dem erwähnten bastionartigen Terrassenvorsprung hinzieht, an welcher auch die Congerienschichten zutage treten. Ich habe mich bemüht, photographische Bilder

Fig. 6.



Am Fusse der Lösswand 1—2 des Planes (Fig. 4).

1. Humus. — 2. Lokalschotter. — 3. Löß und Lokalschotter wie in der Barawitzkagasse. — 4. Lokalschotter, im oberen Teile mit größeren Sandsteinplatten, im unteren auch viele Quarzrollsteine (umgeschwemmter Belvedereschotter). — 5. Die Grenzfläche gegen die Congerienschichten, zum Teil vom Aussehen einer Schubfläche. — 6. Gelblichgrauer, stark sandiger Tegel mit vielen kleinen kreidigen Kalkkonkretionen. — 7. Hellgelbe feine Sande mit *Melanopsis* und *Congeria*, welche besonders an der Grenze gegen 8 reich an *Melanopsis* und Schalenzerreibsel sind. Bei dem Ring nächst der Ziffer 7 Nest von Congerien (*C. triangularis*). — 7 *a*. Feinsandig, viele Schalentrümmer. *Melanopsis*-Schalen, zum Teil etwas abgescheuert. — 8. Sarmatischer Muscheltegel, sandig.

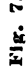
aufzunehmen und will diese der Beschreibung voranstellen. — Die erwähnte Wand hat eine Länge von 230 *m*, während ihre Höhe über dem östlich davon gelegenen Planum bis 17 *m* und etwas darüber beträgt.

In der südlichen Hälfte war diese Wand zur Zeit der Aufnahme (am 7. Mai 1905) zweistufig, indem die Abarbeitung der hangenden Lößmassen weiter nach Westen vorgeschritten war.

Im südlichsten Teile weist die untere Stufe Löß auf, der stellenweise reich an Konkretionen ist, die in zwei Horizonten besonders häufig auftreten.

Auch Lokalschotter tritt auf, der nach Norden hin an Massenhaftigkeit zunimmt und besonders mächtig, in gegen Süd geneigter

Fig. 7.



Ein Teil der grossen Südwand (1—2 des Planes) unterhalb des Fussballspielplatzes.

Lagerung, etwa 40 *m* vom Südende auftritt, und zwar (4 in Fig. 6) unter einer gleichfalls geneigten Lößlage (3), welche Schotternester enthält, während darüber diskordant, wie abgerutscht von oben her, horizontal lagernder Lokalschotter folgt (2), unter einer Humusdecke (1). In Fig. 6 werden diese Verhältnisse ersichtlich gemacht, welche Skizze zugleich zur Erklärung des photographisch aufgenommenen Bildes (Fig. 7) dienen mag. Die vertikalen Furchen sind Spuren der Werkzeuge.

Die südliche Partie des Hanges 1—3 und wohl auch 4 scheint eine Terrainbewegung durchgemacht zu haben. Die Schubfläche spricht für diese Annahme. Auffallend ist das Hervortreten des Tegels (8) am Fuße der Wand.

Etwas weiter im Norden fand ich die Verhältnisse folgendermaßen (Fig. 8):

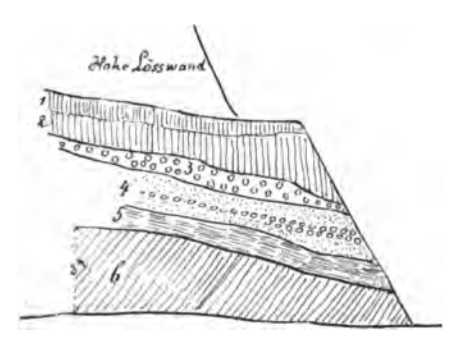
Die betreffende Stelle ist auf der photographischen Darstellung (Fig. 9) und nach dem Plane leicht zu erkennen, sie liegt etwa 160 *m* vom Südende der Wand. Die Oberfläche des blauen Tegels, es ist durchwegs Muscheltegel, nimmt unregelmäßig gegen Süd an Höhe zu, bis an die miocäne Congeriengrenze (Fig. 6 u. 7).

Gleich nach der soeben geschilderten Stelle, an der vorspringenden Ecke, etwa in der Mitte der Ostwand (1—2 des Planes), stehen unten blaugraue Muscheltegel an, in welchen eine Menge glänzende Schalenexemplare einer ansehnlich großen *Modiola* (*Modiola marginata Eichwald*) auftreten, darüber liegt wieder der bräunlich gefärbte sandige Tegel und darüber hellgelb gefärbte Sande und eine Schicht mit rostig gefärbten Quarzrollsteinen (Belvedereschotter?). Darüber liegt leicht gegen NO verflächender Löß in zwei durch Lokalschotterbänke geschiedenen Lagen. In der oberen vereinzelte Quarzgerölle. Weiterhin senkt sich die Muscheltegeloberfläche bald unter die Oberfläche des Planums. Gegen den nördlichen Block der Terrasse mit den Häusern auf der Höhe besteht der Hang von oben bis unten aus Löß, doch lassen sich auch hier zwei auffallend verschiedene Partien unterscheiden, eine untere mit deutlich ausgeprägter Neigung zur Blätterung (Schieferung) und eine obere von gewöhnlichem, ungeschichtetem Aussehen. Auch in den blättrigen Teilen dieser bis 16 *m* hohen Wandfläche wurde das häufige Vorkommen der großen Löß-*Helix* (*Helix cf. arbustorum Linné*) und besonders der typischen *Succinea oblonga* nachgewiesen.

An der von O nach W gerichteten Wand (2—3 des Planes) bis nahe zur erwähnten Stiege, etwa 23 *m* weit, verhält sich dies ganz gleich. (Man vgl. Fig. 10 und die photographische Aufnahme Fig. 11.) An der Ostecke ist der untere Löß (5) von typischem Aussehen mit Neigung gegen ONO, darüber folgt dann die blättrige Partie (4), die bis zur Wendung des zur Höhe führenden Weges hinanreicht. Weiter hinauf tritt an der Kante des Blockes eine wenig geneigte, gegen W auskeilende Schotterlage (3) und oben im normalen Löß eine horizontal verlaufende dünne schnurartige Gerölleinlagerung (2) auf.

Der Löß mit *Succinea oblonga* reicht bis an die oberen Stufen der Stiege hinab, darunter treten links (im O) von der Stiege sandige Bildungen auf, die sich, rechts davon, schräg gegen West ansteigend,

Fig. 8.



1 und 2. Löß; in 2 vereinzelt größere eckige Lokalschotterbrocken. — 3. Quarzschotter mit runden Geröllen (wie Belvedereschotter). — 4. Hellgelber Sand. — 5. Bräunlich gefärbter Tegel (4 und 5 fraglich, ob Congerienschichten, es wurden hier keine Fossilreste gefunden). — 6. Graublauer sarmatischer Muscheltegel. — Über dem Ganzen erhebt sich hellgelber sandiger Löß, mit Schalen von *Succinea oblonga* und *Helix*, der im unteren Teile eine förmlich blättrige Absonderung zeigt.

Fig. 9.



Der nördliche Teil der Südwand (1—2 des Planes).

(Vgl. mit Fig. 8.)

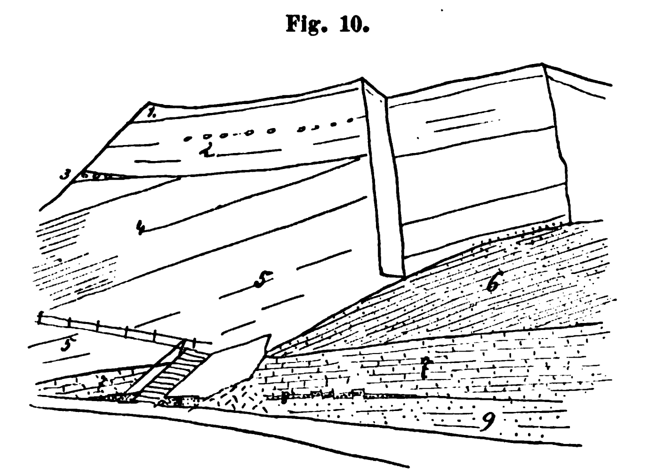
fortsetzen. Hier liegen zu unterst gelbliche Muschelsande mit Cerithien (8), darüber etwas tonige Sande (7) mit Konkretionen, ähnlich wie sie im hangenden Congerientegel aufzutreten pflegen.

Die muschelführenden Sande (8) setzen sich in einer nicht sehr mächtigen Lage weithin fort und keilen westwärts vorübergehend aus, um sich weiterhin wieder in einer wenig tieferen Lage, gegen die tiefen Abbaue hin, einzustellen. Neben der Stiege zeigen sich darin mehrere kleine Verwürfe. Gegen die nächste Kante, gegen W hin, stellen sich (in 7) feste Sandsteinbänke ein (Streichen h 4 und Verflächen gegen SO mit 26⁰), unter welchen die feinen Sande „falsche Schichtung“ erkennen lassen. Überlagert werden diese „Cerithiensande“ durch eine gegen W und SW anschwellende Masse von sandigem Tegel (6), an dessen oberer gewölbartigen Grenze gegen den Löß eine schwache Sandlage auftritt. (Man vgl. Fig. 10.) Die ganzen Lößwände dieser Seite zeigen eine Art Bänderung, was durch den verschiedenen Feuchtigkeitsgrad verschiedener Niveaux bedingt wird, der wieder von dem größeren oder geringeren Tongehalte abhängen dürfte.

Nun folgen bis zur Brücke (man vgl. den Plan Fig. 4) beraste alte Hangflächen.

Nach der Brücke reicht der Löß bis auf den oberen Weg herab, überall mit der großen *Helix* und mit *Succinea oblonga.* In der Nähe der Brücke, und zwar etwas vorher, dürfte ein Verwurf durchziehen, der den Löß und das darunterliegende Sarmat etwas absinken ließ, denn von der Brücke südlich kommt man über sarmatische Sande, Muschelsande und Sandsteine auf die Sohle der großen südlichen Ausgrabung. In der Tiefe verflächen die sarmatischen Ablagerungen ganz leicht geneigt gegen Süd. (Man vgl. mit Fig. 10 u. 11.) Zu unterst treten festgebundene, gelb gefärbte Sandsteine auf, die zwischen gelblichen Sanden lagern und gegen Süd auskeilen. Sie bilden dermalen eine neben der Brücke aus der Tiefe aufragende wohlgeschichtete Masse, die sich als eine lokale, fester gebundene Bildung betrachten läßt. (Man vgl. Fig. 12 u. 16.) Weiter südwärts verschwinden diese festgebundenen Lagen vollkommen und es treten über den südlichsten Sandsteinlagen bis zum oberen Wege hinaufreichende Sande auf, ganz ähnlich so wie rechts (südlich) von der erwähnten Stiege. Unten sind sie dünn geschichtet, zeigen kleine Verwerfungen und enthalten zerbrochene Muschelschalen. Unter einer Lage von zum Teil sehr groben Schottern liegt eine muschel- (*Tapes*-) und cerithienreiche Sandschicht, dann folgen: eine Lage mit auffallend wohlentwickelter falscher Schichtung, eine zweite Lage mit vielen Muscheltrümmern und darüber etwas tonige Sande, welche feucht sind, dunklere Färbung zeigen und viele kleine Kalkkonkretionen enthalten. Sie erinnern an gewisse Ablagerungen an der Grenze gegen die Congerienschichten. Von Fossilresten konnte ich leider nichts finden. Allenthalben treten die geringfügigen Verwerfungen auf. Diese Bildungen ziehen gegen Nord bis an die Brücke, hinter dem erwähnten, feste Sandsteine führenden großen Klotz, woraus hervorgeht, daß diese zu Sandsteinen gebundenen Sandlagen nur von geringer Breitenentwicklung sind und, wie gesagt, eine ganz lokale Bildung vorstellen. Diese am Plane (×) und auch auf Fig. 16 deutlich hervortretende Felsmasse aus den festen Sandstein-

Fig. 10.



1. Humoser Löß. — 2. Normaler Löß mit schnurartiger Geröllleinlagerung. — 3. Schotternest. — 4. Schiefriger Löß. — 5. Löß ohne Schieferungsandeutung. — 6. Sandiger Tegel. — 7. Sande, etwas tonig, mit Konkretionen. — 8. Muschelführende sarmatische Sande („Cerithiensande"). — 9. Gelbliche Sande.

Fig. 11.



Die nach Nord abfallende Wand der Lössterrasse (2—3 des Planes).

(Vgl. mit Fig. 10.)

bänken und dazwischen auftretenden ungebunden verbliebenen Sandlagen wird wohl heute, indem ich dies schreibe, verschwunden sein, da sie dem Abbaue hinderlich ist. Bei meinem Besuche am 19. Mai 1905 war man bereits emsig an der Sprengarbeit.

Gegen Süd werden die in die Tiefe tauchenden Sande (man vgl. Fig. 13), welche hier nur eine wenig mächtige Sandsteinbank umschließen, von einem Tegel überlagert, der östlich in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen ist, sich unter Löß und Lokalschotter an der gegen West gerichteten Wand des großen Aufschlusses über dem sarmatischen Sande bis gegen die Brücke hin verfolgen läßt und einerseits mit dem Tegelgewölbe bei der kleinen Stiege (Fig. 10 u. 11), anderseits aber mit der an der großen Ostwand (1—2 des Planes

Fig. 12.



Die Terrassenhänge oberhalb der Brücke mit dem Sandsteinkörper der sarmatischen Sande.

und Fig. 7—9) hervortauchenden Tegelmasse in Verbindung zu bringen sein dürfte. Ich denke dabei an die längs einer bald zu besprechenden großen Verschiebungsfläche der Südwand (Fig. 4 und 5 des Planes) abgesunkene und vorgeschobene Tegelmasse.

In der südöstlichen Ecke des großen Aufschlusses (unterhalb 4 des Planes) erreicht der Lokalschotter eine ganz besondere Mächtigkeit.

Von höchstem Interesse ist nun aber die unter rechtem Winkel aus der SO-Ecke von O nach W verlaufende Südwand des Aufschlusses (man vgl. Fig. 14), und zwar dadurch, daß an derselben eine Anzahl von scharf hervortretenden Verwürfen auf weite Erstreckung hin sichtbar wird. Vor allem eine von Ost gegen West ansteigende Verschiebungsfläche, an welcher der sarmatische Muscheltegel scharf

Fig. 13.



Ansicht der östlichen Wand des grossen Aufschlusses (3 gegen 4 des Planes).

L. = **Löß.** — *bl. L.* = **Blättriger Löß.** — *L. Sch.* = **Lokalschotter.** — *g. Sd.* = **Gelber Sand.** — *T.* = **Muscheltegel.**

C. S. = **Cerithiensand.**

abstößt gegen sandige, im Hangenden des Tegels gegen Westen hin normal darüberlagernde Schichtenkomplexe, aus Sanden und etwas tonigen Sanden bestehend. Die nicht ganz ebene, sondern unduliert verlaufende Schichtoberfläche des Tegels ist im westlichen Teile leicht gegen West geneigt und es liegt darüber zunächst eine mächtigere Masse von hellfarbigen Sanden, mit vielen schräg gegen Ost verflächenden, in großen und kleinen Abständen sich wiederholenden unbeträchtlichen Verschiebungen. Die bis zur SO-Ecke reichende große Verschiebungshauptfläche (unter 12° geneigt), an der der Tegel wie abgeschnitten erscheint, wird überlagert von in keilförmige Trümmer zerstückten sandigen und sandigtonigen Hangendschichten derselben, die im Westen regelmäßig über dem Tegel folgen.

Die an der Schubfläche abgesunkenen Tegelmassen dürften, wie gesagt, mit den erwähnten Tegelkörpern an der Basis der früher geschilderten Lößwand in einen ursächlichen Zusammenhang zu bringen sein. Solche Gleitflächen scheinen sich im Tegel auch mit noch geringerer Neigung einzustellen, wenigstens erinnere ich mich an ein Vorkommnis in den Hernalser Ziegeleien, wo eine solche Schubfläche infolge des Abbaues auftrat und eine hangende Partie einer und derselben Tegelmasse an der Abbaufläche förmlich den Arbeitern langsam entgegenglitt. — Auch in dem Tiefbau der nördlich von der Kreindlschen gelegenen Hauserschen Ziegelei habe ich ähnliches gesehen. Die Arbeiter scheinen solche Flächen als „Glasflächen" zu bezeichnen.

Die gegen Ost, donauwärts, verschobenen Massen erscheinen sonach durch mehrere zunächst der höchsten Tegelsandsteingrenze steiler, gegen die Ostecke etwas weniger steil verlaufende Verwürfe in drei Haupttrümmer zerstückt, deren oberstes wieder durch eine große Menge fast saiger verlaufender, nahe aneinander auftretender Verwerfungsflächen zum Teil treppenförmig, aber mit geringfügigen Sprunghöhen im Innern zerstückt erscheint.

Nahe der Abbauecke im SO ließ sich eine unter 24° im gleichen Sinne wie die Hauptverschiebung geneigte, mit dieser sich scharende Verschiebungsfläche beobachten. Weiter oben verläuft eine weitere solche Fläche unter einem Winkel von 37°. Die erstgenannte trennt eine Scholle der Tegelhangendgesteine von dem ostwärts angrenzenden, mächtig entwickelten Lokalschotter (zum Teil umgeschwemmter Belvedereschotter) scharf ab.

Die zweite Scholle zeigt im Bereiche der hellgelben Hangendsande und der etwas tonigen Sande über diesen eine eigenartige Einsackung von gerundeten quarzreichen Schottern (Belvedereschotter?), die an eine, diese Scholle durchsetzende, steiler gerichtete Kluft (52°) von geringerer Sprunghöhe gebunden scheinen und sich bis an die nächste Hauptkluftfläche (37°) verfolgen lassen.

Die große dritte Hauptscholle der verschobenen Hangendbildungen, bis an die Tegelhöhe reichend, besteht nur aus reinen, zum Teil rostigen Quarzsanden und graugelben, etwas tonigen Sanden, durch deren verschiedene Färbung eine förmliche Bänderung sich ergibt, welche, wie gesagt, durch nicht selten fast saiger verlaufende Klüfte hie und da recht deutliche treppenförmige Absetzungen erkennen lassen. Die erwähnten westlichen „Tegelhangendsande" sind im Bilde

Fig. 14.



Östlicher Teil der Südwand mit der grossen Verwerfungsfläche und den westlichen zertrümmerten Hangendschichten. Links (an der SO-Ecke) Lehm, Löss und Schottermassen.

L. = Löß. — *L. S.* = Lokalschotter. — *S.* = Schotter, zum Teil gelbbräunlicher Quarzschotter. — *Sd.* = Sande und tonige Sande, zum Teil gelbbräunlich. — *T* = Muscheltegel. — *C. S.* = Cerithiensand.

leicht gegen West geneigt, im Sinne der oberen unebenen Grenze des Tegels. Nahe dieser Grenze treten faustgroße Gerölle auf. Zunächst diesen ist der reine, stellen- und lagenweise stark eisenschüssige Quarzsand von viel größerer Mächtigkeit als in den östlich darangrenzenden Schollen.

Leider gelang es mir nicht, in diesen Hangendsanden Fossilreste aufzufinden. Dürfte man dieselben als pontischen Alters ansehen, so könnte man die Unebenheiten der Tegelgrenze mit den stellenweise darüberliegenden Geröllen als eine Erosionsfläche ansehen und könnte dabei an eine „vorpontische Erosion" denken. — Sande von petrographischer Ähnlichkeit sind es, welche an der großen Ostwand (1—2 des Planes) die Congerien- und *Melanopsis*-Schalen geliefert haben. Dieses Vorkommen würde sich, wie angedeutet wurde, ohne große Unwahrscheinlichkeit als eine ähnliche Scholle deuten lassen, wie solche auf der großen Verschiebungsfläche der Südwand geschildert wurden.

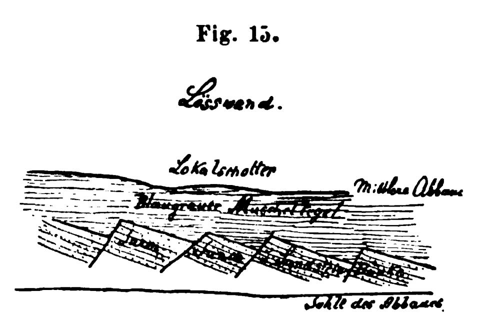
Die Hangendpartie des Tegels ist gelbbräunlich und sandig, die tiefer liegenden Massen dagegen sind blaugrau und nahe der mittleren Abbaustufe ausgesprochen plastisch. Die sich findenden Fossilien sind im ganzen Tegelkörper dieselben: Cardien, *Tapes*, vielleicht auch *Mactra*, *Ervilia* u. dgl., rundliche und bandförmige Nestchen von Foraminiferen finden sich hie und da. Es sind zum Teil recht gut erhaltene Schälchen von *Polystomella obtusa d'Orb.*, mit vertieftem Nabel und gerundeter Externseite, welche von den meisten Fundorten (Nußdorf, Brunn) als „seltene" und „sehr seltene" Vorkommnisse angeführt werden, hier aber nestchenweise sehr häufig auftreten. Dort, wo der Tegelkörper gipfelt, und zwar etwas oberhalb dieser Stelle, ersieht man im Bilde eine Art von Knickung in den geschichteten Hangendgebilden, die einerseits flach gegen West, anderseits im Osten leicht ostwärts geneigt erscheinen. An der Westgrenze des Bildes, im Bilde leider nicht deutlich sichtbar, verläuft eine scharf ausgeprägte, steil gegen West geneigte Kluft, an welcher die Sande an mehrfach verschobenes Terrain angrenzen. Quarzrollschotter treten unter und tiefeingesackter Lokalschotter über einer sandigen Lage weiter oben auf. Eine westliche, gegen O verflächende Kluft liegt außerhalb der Bildfläche. (Man vgl. Fig. 18, pag. 194 [26]. Zwischen diesen beiden Klüften reichen die Schotter bis unter die schmale untere Abbauterrasse hinab. Sie lagern auf Tegel, der hier zwischen zwei Klüften, der östlichen gegen West und der westlichen gegen Ost verflächenden, eingesunken erscheint. Was die besprochenen Tegelhangendbildungen anbelangt, so konnte ich in den hie und da schwarzgeflammten, im allgemeinen aber rostiggelben Quarzsanden auch nicht eine Spur von Fossilien finden, auch keine Schalenzerreibsel, wie es in den Liegendsanden (Cerithiensanden) weithin und häufig zu finden ist.

Die oberhalb der oberen Abbauhorizonte gelegene Wand besteht bis zur Terrainoberfläche im östlichen Teile, bis an den gegen N vorspringenden Wandkörper, aus Lehmmassen mit Schottereinlagerungen, und zwar aus einer unteren feuchteren Partie und aus einem oberen typischen Lößkörper. An dem Vorsprunge (in Fig. 14) taucht darunter Schotter auf, welcher hie und da große Sandsteinplatten umschließt und ziemlich hoch ansteigt, um weiter im Westen, schräg gegen West

absinkend, an tiefer hinabreichenden sandigen Löß anzugrenzen, der an einer gegen Ost gerichteten Verwerfung in die Tiefe gerutscht ist. Diese Details lassen sich in Fig. 18 kaum andeuten. Nahe der westlichen Kante verläuft eine weitere Störungsfläche, welche mit der bereits erwähnten westlichen Verschiebungsfläche übereinstimmt, an der der westliche Tegelkörper die höchste Höhe im Bereiche der bis jetzt geschilderten Wände erreicht, während die östlichen Massen daran abgesunken sind. Hier treten über dem Tegelkörper Quarzschotter und darüber grellgelbe Sande auf, die wohl den Belvedereschotterhorizont vorstellen dürften. Erst über diesen Sanden und Schottern treten die typischen Lokalschotter mit vielen Sandsteingeschieben auf.

Zur Zeit der Aufnahme des Bildes mit der großen Verschiebungsfläche (Fig. 14) war die Partie des zur Sohle hinabführenden Steilhanges, dort, wo der Karren steht, von Tegelschutt überdeckt. Bei einem späteren Besuche (26. Mai 1905) war dieser abgesunkene Teil des schon erwähnten Tegellappens bereits abgeräumt und konnte man in den liegenden, unter den Tegel hinabtauchenden Cerithiensanden mit vereinzelten festgebundenen Sandsteinbänken deutlicher erkennen,

Fig. 15.



daß die Sande und Sandsteine unter dem Tegel (der bis etwas über die mittlere Abbauterrasse hinaufsteigt und sich, wie schon erwähnt, nordwärts bis gegen die Brücke verfolgen läßt) durch steile, nordostwärts geneigte Klüfte treppenförmig zerstückt sind, etwa wie in Fig. 15 dargestellt wird.

Gegen die SW-Ecke hin gelangt man an der „Südwand" wie erwähnt worden ist, in eine Region weitgehender Störungen. Der Muscheltegel erscheint hier mehrfach verschoben. An der steil gegen Ost gerichteten, etwas gebogenen Tegeloberfläche liegt unter sandig und sandigtonigen Schichten und Löß, nahe an dem unteren Abbauhorizont, dem ersten über der Grubensohle, ein keilförmiges Quarzschotternest (Belvedereschotter?). Der Tegelrücken setzt sich im südlichsten Teile der westlichen nach Osten schauenden Wand (5—6 des Planes) fort.

Diese Wand findet sich in Fig. 16 zur Darstellung gebracht. (Aufgenommen, leider auf kleiner Platte, am 3. Mai 1905.) — Sehr bald sinkt die Tegeloberfläche wieder ab bis nahe an die erste Abbaustufe unter mächtig anschwellenden Lokalschotter- und Lößmassen, mit einer

obersten Decke aus ungeschichtetem typischen Löß. Die Tegeloberfläche zieht sich nordwärts mit einer flach welligen Oberfläche oberhalb der erwähnten ersten (untersten) Abbaustufe hin, um sich dann in der Nähe der NW-Ecke und an der gegen Süd gerichteten Wand (6—7 des Planes, man vgl. Fig. 17) wieder emporzuheben, und zwar hier wie ein Gewölbe. Diese Tegelanschwellung dürfte mit jener der SW-Ecke in Verbindung gebracht werden und einen S—N verlaufenden Tegelsattel vorgestellt haben, der sich auch weiter nach N durch den nun ausgebeuteten nördlicher gelegenen Teil des großen Gruben-

Fig. 16.



Die westliche, nach Ost gerichtete Wand der Grube unterhalb der „Hohen Warte".

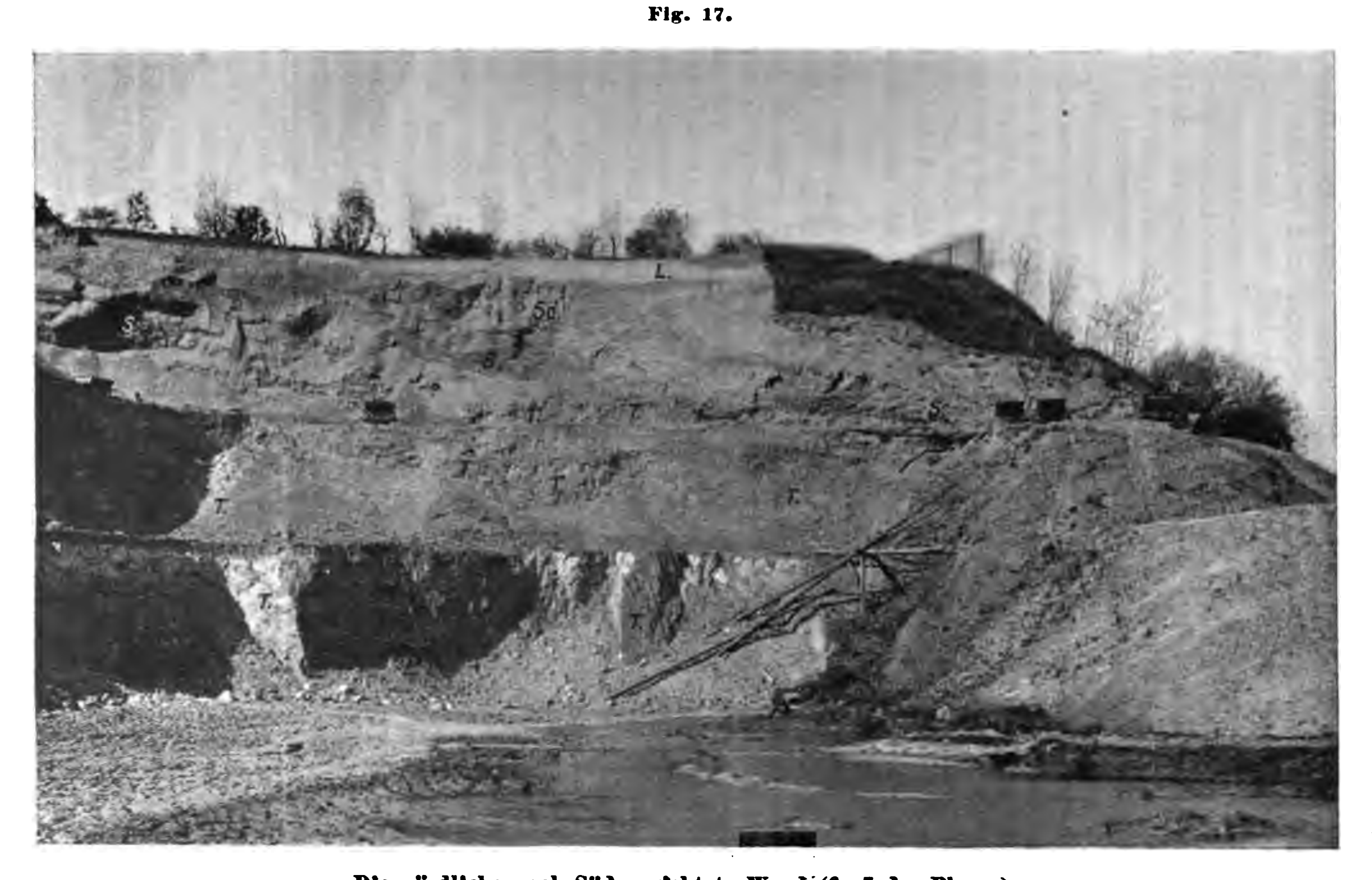
Im Vordergrunde die sarmatische Sandsteinmasse (× des Planes).

L = Löß. — *L. S.* = Lokalschotter. — *S.* = Schotter, zum Teil gelbbräunlich mit Quarzgeröllen. — *Sd.* = Sande und tonige Sande. — *T.* = Muscheltegel.

gebietes vielleicht bis an das früher erwähnte „Gewölbe" an der ehemaligen nördlichen Brustwand fortgesetzt haben mag.

An der gegen O gekehrten Wand (Fig. 16) kann man die zwischen zwei Verwerfungsklüften abgesenkte, etwas unregelmäßig verlaufende Tegeloberfläche recht gut verfolgen. Sie liegt, ebenso wie an der gegen S gekehrten Wand (Fig. 17), unter einer mächtigen Quarzschotterlage, über der allenthalben die rostgelb gefärbten feinen Sande auftreten (Belvedereschotter und -sande). Erst darüber folgen dunkle (feuchte) und hellere (trockene) Lößmassen mit Lokalschotterablagerungen, die

Fig. 17.



Die nördliche nach Süd gerichtete Wand (6–7 des Planes).

L. = Löß. — *Sd.* = Gelbliche Sande. — *S.* = Schotter (rechts typische gelbbräunliche Quarzschotter). — *T.* Muscheltegel.

an der einen und anderen Stelle die bekannten Einsackungen erkennen lassen.

Die Ansicht der westlichen Wand ließ auch zwei große Abbrüche an der Wand erkennen, die im unteren Schotter und rostigen Sand über dem Tegel begannen und bis in den Löß und Lokalschotter hinaufreichten. Der gegen das Blindeninstitut hin gelegene größere ist kurz vor der Aufnahme bis an die Oberfläche der Hohen Warteterrasse nachgebrochen. (Bei einer Revisionsbesichtigung am 12. Juni 1905 war die entstandene nördliche größere Aushöhlung durch Abgrabung der benachbarten Wandmassen bereits verschwunden.)

Nördlich davon erkennt man (im Bilde unter dem Blindeninstitut) eine schöne Verschiebungsfläche, welche wohl die nördliche Fortsetzung der an der Südwand beschriebenen ist und wie diese nach Ost abdacht, und zwar unter 12—13° Neigung. Sie schneidet scharf ab an den tonigen Sanden mit Gerölleinlagerungen, welche ich als die „Muscheltegelhangendschichten“ bezeichnet habe. Hier war zur Zeit der Aufnahme ihr weiterer Verlauf durch Abraumschutt verhüllt. Auffallend ist nur, daß sie sich hier bis an die Terrainoberfläche, auch durch den Löß, fortsetzt.

Zahlreiche Einzelheiten, kleine Absenkungen u. dgl. lassen sich an Ort und Stelle beobachten, es ist jedoch unmöglich, alle diese Details zu beschreiben. Erwähnt sei nur noch, daß gegen N die rostigen Schotter gegen die jüngeren Lehmablagerungen an einer unebenen auf und nieder laufenden Oberfläche angrenzen, was an eine Abtragsperiode vor ihrer Ablagerung denken läßt, wobei der Abtrag besonders hinter dem Tegelrücken erfolgt zu sein scheint.

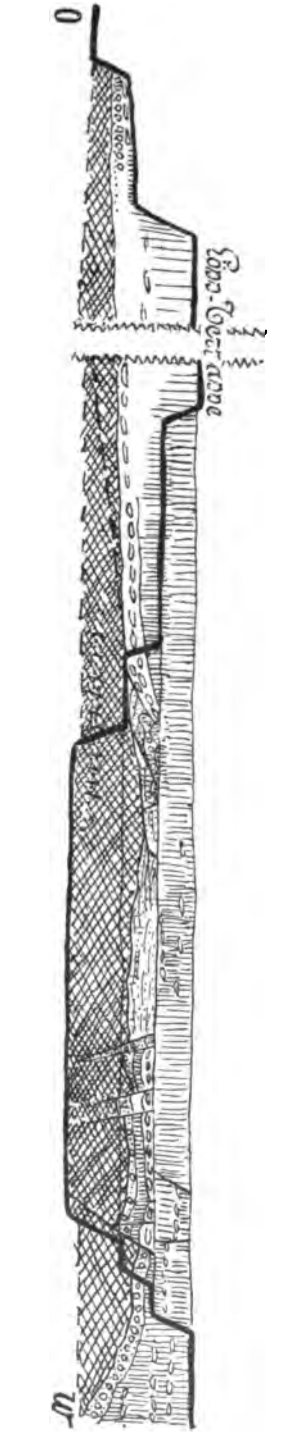
Die schon erwähnte Emporragung des Tegels an der gegen S gekehrten Wandfläche (Fig. 17) wird gegen O von mächtigen, aber in ihrer Mächtigkeit wechselnden Quarzschottern bedeckt, welche nahe ihrer oberen, wie gesagt, sehr unebenen Fläche mehrere große eckige Steinblöcke (exotische Blöcke!) einschließen, die sich leider nicht untersuchen ließen, da sie sich hoch oben an der sehr steil geböschten Abbauwand befanden. Nahe dem oberen Abbauhorizont liegen gelbe, hier sehr feuchte Sande darüber, bedeckt von den blättrigen Lößmassen. Lokalschottereinlagerungen treten weiter oben auf. In den Tegeln finden sich auch hier nur kleine Cardien und andere Bivalven und treten in der obersten Partie kleine Kalkkonkretionen ziemlich häufig auf. In letzter Zeit hat man in der Tegelmasse an der gegen O gerichteten Seite (5—6), und zwar im untersten Abbauhorizont, ziemlich viele Knochen von Delphinen aufgefunden, in derjenigen Tegelpartie, in der sich auch hie und da, wie schon erwähnt, Foraminiferennester finden. Denselben Fossilien, die im obersten Teile der hoch hinanreichenden Tegelmasse an der gegen S (6—7) gerichteten Seite auftreten, begegnet man auch in den tiefsten, heute im Abbau befindlichen Massen, so daß an der Einheitlichkeit der in der großen Grube aufgeschlossenen Tegel wohl kaum gezweifelt werden kann.

Ähnliche Verhältnisse wie an der Wand 6—7 dürften auch weiter nördlich in dem jetzt in Ausebnung begriffenen alten Grubenteile bestanden haben und trifft man an den zum Teil berasten, gegen Ost gerichteten Steilhängen allenthalben ganz ähnliche Lagerungs-

verhältnisse wie oberhalb des Tegels an der Westwand (5—6) der neuen Grube. Neigung zur Terrainbewegung infolge der zeitweiligen Wasserdurchtränkung dürfte, hier in glücklicherweise geringem Ausmaße, nicht selten sein. An einer Stelle dieser Wandflächen, an der ein Wasserriß ausgewaschen ist, traf ich: Zu unterst gelben Sand mit kleinen schwarzen (Mangan-) Flecken. Darüber ein paar festgebundene Sandsteinbänke, gelben Sand mit einer sandigtonigen Schicht, einer dünnen rostbraunen Sandlage und einer festen Sandsteindecke. Diesen folgen über einer Quarzschotterlage Löß und Lokal-(Sandstein-)schottereinlagerungen bis zur Terrassenoberfläche. Etwas nördlich davon taucht am Wege typischer gelb gefärbter Quarz-(Belvedere-)schotter auf, auf welchen geschichtete rostfarbige und gelbe Sande mit tonigsandigen Einlagerungen folgen. Graugelbe Sande liegen zu oberst unter der Löß-Lokalschotterdecke. Diese Ablagerungen scheinen mir dem Belvedereschotter und Belvederesande zu entsprechen. Fossilreste konnten nirgends aufgefunden werden.

In Fig. 18 habe ich versucht, ein Profil durch den ganzen Aufschluß auszuführen, welches die im vorhergehenden geschilderten Verhältnisse zur übersichtlichen Darstellung bringen soll. Man erkennt bald, daß Faltungsvorgänge sich daraus nicht ableiten lassen, sondern daß man es hier, im südlichen Teile der Aufschlüsse, mit Terrainverschiebungen verschiedenen Alters zu tun hat, von welchen eine längs der leicht (12°) geneigten Verschiebungsfläche im östlichen Teile und eine andere an einer steiler aufgerichteten im Westen erfolgte. Der im Osten abgeglittene Tegel dürfte, und zwar vor dem Diluvium und nach der Ablagerung der Congerienschichten, sich gegen Osten bewegt haben. Vor und zu der Zeit der Ablagerung der rostigen Schotter (Belvedereschotter) scheint ein weitergehender Abtrag erfolgt zu sein, der die Congerienschichten bis auf wenige Überbleibsel hinweggeschafft hat. Ähnlich so dürfte es sich im Westen verhalten haben, denn nur im mittleren Teile sind die Sande und tonigen Sande, welche, zum Teil wenigstens, die Congerienschichten vorstellen könnten, erhalten geblieben, die, wie gesagt, im Westen auf einer unregelmäßigen Tegeloberfläche auflagern, deren Bildung auf eine Unterbrechung der Sedimentationsvorgänge schließen läßt, die an die von R. Hoernes besprochene „vorpontische Erosion" zu denken erlaubt. Östlich davon ist die ziemlich ansehnliche Hangendmasse durch mehrere Klüfte in Schollen zerstückt, welche an der großen Verschiebung ostwärts vorgerutscht erscheinen, bis an die Grenze des mittleren Abbauhorizonts, wo sie durch Lokalschotter bedeckt werden, über welchen der Löß folgt, der hie und da Lokalschottereinlagerungen aufweist. Die gelben (rostigen) Schotter und Sande treten überall unter dem Lokalschotter auf und scheinen durch die vor der Lokalschotterablagerung vor sich gegangene Abtragung auf weite Strecken hin fortgeschafft worden zu sein. Die in der Mitte des Bildes, etwas über der Sohle des Aufschlusses, auftretenden typischen Cerithiensande dürften eine Einlagerung im Tegel vorstellen. Daß sie im Osten unter dem Tegel auftreten (Fig. 10), ist geschildert worden. Ihr Verhalten in der Tiefe ist mir nicht bekannt geworden. Wenn sie in der Kreindlschen Grube westwärts verflächen und unter die Sohle hinabtauchen, so spricht das Auftreten

Fig. 18.



Profil durch den Abbau in den Kreindlschen Ziegelgruben in Heiligenstadt.

von Wasser im westlichen Teile der Grube dafür, daß sie gegen Westen in höheres Niveau aufsteigen und wohl auch an Mächtigkeit zunehmen dürften. Den „Liegendtegel", der angenommen wird, habe ich zu beobachten keine Gelegenheit gehabt. Aller aufgeschlossene und mir zugänglich gewesene Tegel ist seiner Fossilienführung nach derselben Abteilung angehörig und lieferte alle in den letzten Jahren in die Sammlungen gelangten Wirbeltierreste.

Hervorheben muß ich, daß es mir nicht gelungen ist, in den Tegeln außer den schon erwähnten Muscheln und Muscheltrümmern (Cardien [sehr häufig *Cardium plicatum Eichw.*], *Ervilia*, *Tapes* etc.) und den Foraminiferen besser erhaltene andere Reste aufzufinden. Von Gastropoden finden sich ziemlich häufig kleine Schälchen von dünnschaligen Hydrobien, die sich an *Hydrobia acuta Drap.* zum mindesten nahe anschließen. Rissoën habe ich nicht gefunden.

Wir hätten nach den tatsächlichen Verhältnissen folgende Phasen zu unterscheiden:

1. Abtrag nach Ablagerung des sarmatischen Muscheltegels.

2. Ablagerung von sandigen und tonigsandigen Schichten auf der erodierten Tegeloberfläche.

3. Entstehung des großen östlichen Verwurfes, durch den der Cerithiensandstein, Muscheltegel und die sandigen und tonigsandigen Hangendbildungen betroffen wurden.

4. Erosionsperiode nach Ablagerung der Hangendbildungen (pontisch zum Teil), während welcher diese sowohl im Westen als auch im Osten abgetragen wurden. Im Osten bis auf einige Überreste,

5. Ablagerung der eisenschüssigen Sande und Quarzschotter (Belvedereschichten).

6. Altquartäre Erosion.

7. Quartäre Bildungen. Letztere besonders gegen die Donau hin mächtiger entwickelt. Der Löß läßt hier zwei Stufen erkennen: *a*) Eine geschichtet erscheinende blättrige untere Partie. Die Blätterung und Schichtung ist gegen Ost geneigt. Nach Ablagerung dieser dürfte *b*) die große Verwerfung an der Westseite der Grube eingetreten, alles ostwärts davon liegende gegen Ost bewegt (nicht ohne einzelne neue Verwürfe) und vielleicht dadurch die Blätterung des ostwärts vorgelagerten älteren Lößlehmes bewirkt worden sein. Aus Fig 11 ist zu ersehen, daß der Muscheltegel gerade hier wie emporgestaucht erscheint. Darüber lagerte sich endlich *c*) der typische Löß mit den Lokalschottereinlagerungen ab. Diese jüngsten Bildungen waren noch mehrfachen kleineren Verschiebungen ausgesetzt.

Von Faltungen und Überfaltungen ist nach den gegebenen Auseinandersetzungen im Süden der Kreindlschen Gruben keine Rede. Nur lokale Aufstauchungen dürften sich annehmen lassen. Wie es im nördlichen Grubenfelde sich verhalten hat, werden uns die Hofrat Fuchsschen Aufzeichnungen lehren, die dieser Herrn Dr. Schaffer für die Fortsetzung der „Geologie von Wien" übergeben hat. Wir dürfen der betreffenden Veröffentlichung daher auch in dieser Beziehung mit besonderem Interesse entgegensehen. —

Beim Lesen der Korrekturen habe ich deutlich ersehen, daß meine Schilderung weit hinter dem mir vorschwebenden Ziele zurückgeblieben ist und daß der Verfolg der Darlegung der nicht wenig verwickelten Verhältnisse etwas große Anforderungen an den Leser stellt, wobei ich nur hoffe, daß die bildlichen Darstellungen die Erklärung erleichtern dürften, wenngleich auch sie an allen jenen Stellen, wo die Abbauflächen länger unberührt lagen, wieder nicht die Vollkommenheit bieten, die ich gewünscht hätte, da die Grenzen durch das von oben kommende Löß- und Sandmaterial vielfach verwischt und undeutlich gemacht werden. Beim Studium an Ort und Stelle kann man ja solche fragliche Stellen, wo man überhaupt dazu gelangen kann, leicht entblößen. Im Bilde aber muß man alle Unklarheiten mit in den Kauf nehmen.

Trotz aller anhaftenden Unvollkommenheiten der bildlichen und beschreibenden Darstellungen glaube ich aber doch nicht unrecht getan zu haben, indem ich die gewonnenen Erfahrungen veröffentlichte, sie betreffen ja eine von den Geologen am häufigsten besuchte Lokalität, die aller Wahrscheinlichkeit nach nicht mehr allzulange ihre Aufschlüsse darbieten wird.

Felix Karrer hat mit seinen am Eingange angeführten Zeilen gewiß ganz recht, in welchen er die Notwendigkeit betont, das heute noch Zugängliche festzustellen. Sicherlich werden die Abbauflächen beim nächsten Besuche vielfach wieder verändert erscheinen. Im Frühjahre 1905 waren sie eben so, wie sie in den gegebenen Bildern erscheinen. Bilder und Schilderung möchte ich dem Andenken an den Mann widmen, der so emsig bemüht war, Material zur Detailkenntnis des Untergrundes unserer Kaiserstadt sicherzustellen, dem Andenken an unseren lieben verblichenen Freund Felix Karrer.

Chemische Untersuchung der Otto- und Luisenquelle in Luhatschowitz (Mähren).

Von C. v. John.

Im September 1905 begab ich mich auf Aufforderung der Kurverwaltung nach Luhatschowitz, um daselbst das Wasser und die demselben entströmenden Gase der Ottoquelle und der Luisenquelle amtlich zu entnehmen.

Es handelte sich dabei um eine chemische Untersuchung der bisher noch nicht analysierten Ottoquelle und um eine Wiederholung der chemischen Analyse des Wassers der Luisenquelle, welch letztere wahrscheinlich durch eine innere Rutschung eine vorübergehende Trübung erfuhr und deshalb einer Neufassung unterzogen worden war.

Über die Resultate dieser Untersuchungen sei hier im folgenden berichtet.

Die Quellen von Luhatschowitz sind schon öfters chemisch untersucht worden. Die letzten genauen Analysen wurden von mir und dem leider schon verstorbenen Baron H. Foullon vorgenommen und die Resultate dieser Untersuchungen in einem Aufsatze [1]) in unserem Jahrbuche veröffentlicht. In diesem Aufsatze sind alle uns bekannt gewordenen chemischen Analysen angeführt und kritisch beleuchtet worden, so daß ich in dieser Hinsicht sowohl als auch was die geologischen Verhältnisse und die wahrscheinliche Entstehung der Luhatschowitzer Quellen anbelangt, auf diesen Aufsatz hinweisen kann.

Ich gehe nun zu der Untersuchung des von mir entnommenen Wassers der beiden Quellen über. Zum Schlusse gebe ich einen kurzen Anhang über den Schwefelsäuregehalt der in dieser Hinsicht neu untersuchten gesamten Luhatschowitzer Trinkquellen.

Ottoquelle.

Die Ottoquelle entspringt fast gegenüber den drei in der Nähe des Kurhauses zutage tretenden Vinzenz-, Amand- und Johannbrunnen auf der entgegengesetzten Talseite, etwas talabwärts, am Ostabfalle der kleinen Kamena.

[1]) Chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren. Von C. v. John und H. Baron v. Foullon. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., XL. Bd., pag. 351—380.

Sie tritt einige Meter über der Talsohle in einem Walde zutage. Die Ergiebigkeit derselben ist ziemlich bedeutend. Dieselbe beträgt 60 Hektoliter pro 24 Stunden.

Das Wasser dieser Quelle zur chemischen Analyse wurde von mir am 20. September 1905 um 10 Uhr vormittags entnommen. Es zeigte eine Temperatur von 10·0° C bei einer Lufttemperatur von 16·8° C.

Die chemische Analyse zeigte dieselben Bestandteile wie sie die anderen Luhatschowitzer Mineralwässer zeigen.

In folgendem gebe ich die bei der Analyse direkt gefundenen Werte sowie die Umrechnung derselben auf 10 Liter und auf 10.000 Gewichtsteile Wasser.

Kaliumoxyd, Natriumoxyd, Lithiumoxyd. I. 100 *ccm* Wasser gaben 0·6073 Gramm Chloride und 0·0582 Gramm Kaliumplatinchlorid oder in 10 Liter Wasser 1·1230 Gramm Kaliumoxyd.

II. 100 *ccm* Wasser gaben 0·6087 Gramm Chloride und 0·0572 Kaliumplatinchlorid oder in 10 Liter Wasser 1·1036 Kaliumoxyd. Demnach im Mittel in 10 Liter 1·1133 Gramm Kaliumoxyd oder in 10.000 Gewichtsteilen Wasser 1·1054 Gewichtsteile Kaliumoxyd.

Lithiumoxyd. 6 Liter Wasser ergaben 0·139 Gramm phosphorsaures Lithium, entsprechend in 10 Liter 0·0900 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0894 Gewichtsteile Lithiumoxyd.

Natriumoxyd. Aus den oben angegebenen Daten berechnet sich die Menge an Natriumoxyd in 10 Liter zu 31·1500 und 31·2240 oder im Mittel zu 31·1870 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen zu 30·9671 Gewichtsteilen.

Calcium-, Baryum- und Strontiumoxyd. I. 3 Liter Wasser gaben 1·590 Gramm Calcium-, Baryum- und Strontiumoxyd. (In 1 Liter Wasser bestimmt 0·530 Gramm des Oxydgemenges) oder in 10 Liter 5·3000 Gramm.

II. 778·8 *ccm* Wasser gaben 0·415 Gramm oder in 10 Liter 5·3287 Gramm des obenerwähnten Oxydgemenges, im Mittel also in 10 Liter 5·3144 Gramm Calcium-, Baryum-, Strontiumoxyd.

Baryumoxyd. 3 Liter Wasser gaben 0·015 Gramm Baryumsulfat gleich 0·0095 Baryumoxyd oder in 10 Liter 0·0328 Gramm Baryumoxyd oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·326 Gewichtsteile Baryumoxyd.

Strontiumoxyd. 3 Liter Wasser gaben 0·0092 Gramm Strontiumoxyd, entsprechend in 10 Liter 0·0307 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0305 Gewichtsteile Strontiumoxyd.

Calcium. Aus den angeführten Daten berechnet sich die Menge an Calciumoxyd in 10 Liter zu 5·2509 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen zu 5·2139 Gewichtsteilen Calciumoxyd.

Magnesiumoxyd. I. 3 Liter Wasser gaben 0·839 Gramm und II. 1 Liter Wasser gab 0·282 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend in 10 Liter bei I. 1·0073, bei II. 1·0159 Gramm Magnesia.

Im Mittel also in 10 Liter 1·0116 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 1·0045 Gewichtsteile Magnesia.

Eisenoxydul. I. In 3 Liter 0·032 Gramm Eisenoxyd gleich 0·0288 Gramm Eisenoxydul oder in 10 Liter 0·0960 Gramm Eisenoxydul.

II. In 3 Liter 0·031 Gramm Eisenoxyd gleich 0·0279 Gramm oder in 10 Liter 0·0930 Gramm Eisenoxydul.

Im Mittel also in 10 Liter 0·0945 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0938 Gewichtsteile Eisenoxydul.

Aluminiumoxyd. I. In 3 Liter 0·001 Gramm Aluminiumoxyd oder in 10 Liter 0·0033 Gramm Aluminiumoxyd.

II. In 3 Liter 0·0012 Gramm oder in 10 Liter 0·0040 Gramm Aluminiumoxyd.

Im Mittel also in 10 Liter 0·0037 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0037 Gewichtsteile Aluminiumoxyd.

Manganoxydul. In 6 Liter 0·004 Gramm Manganoxyduloxyd gleich 0·00372 Gramm Manganoxydul entsprechend in 10 Liter 0·0062 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0062 Gewichtsteilen Manganoxydul.

Kupfer, Nickel und Zinn. Von diesen Metallen konnten in 16 Liter Wasser nur Spuren nachgewiesen werden.

Organische Substanzen sind nur in unbestimmbaren Mengen vorhanden.

Chlor, Brom und Jod. I. 100 *ccm* Wasser gaben 0·7383 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

II. 100 *ccm* Wasser gaben 0·7393 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

Jod. 3 Liter Wasser verbrauchten 2·85 *ccm* und in einer zweiten Probe von 3 Liter Wasser ebenfalls 2·85 *ccm* einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von der 1 *ccm* 0·00729 Gramm Jod entsprach. Daraus berechnet sich in 10 Liter Wasser 0·0693 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0688 Gewichtsteile Jod.

Brom. I. 3 Liter Wasser nach Entfernung des Jods brauchten 28 *ccm* Chlorwasser, von dem 1 *ccm* 0·0021 Gramm Brom entsprach, das ist in 3 Liter 0·0588 oder in 10 Liter 0·1960 Gramm Brom.

II. 3 Liter Wasser brauchten nach Entfernung des Jods 27·5 *ccm* des oben angeführten Chlorwassers, entsprechend 0·0567 Gramm Brom oder in 10 Liter 0·1890 Gramm Brom.

Im Mittel also in 10 Liter 0·1925 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·1911 Gewichtsteile Brom.

Chlor. Aus den angeführten Daten findet man:

I. 0·7383 Gramm Chlor-Brom-Jodsilber weniger 0·0013 Gramm Jodsilber und 0·0450 Gramm Bromsilber, in Summa also 0·0058 Gramm Brom-Jodsilber geben 0·7325 Gramm Chlorsilber gleich 0·18116 Gramm Chlor in 100 *ccm* oder in 10 Liter 18·1160 Gramm Chlor.

II. 0·7393 Gramm Chlor-Brom-Jodsilber gaben nach Abzug von 0·0058 Gramm Brom-Jodsilber 0·7335 Gramm Chlorsilber gleich 0·18141 Gramm Chlor in 100 *ccm* Wasser oder in 10 Liter 18·1410 Gramm Chlor.

Im Mittel also in 10 Liter 18·1285 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 18.0007 Gewichtsteile Chlor.



Borsäure. I. 500 *ccm* Wasser gaben 0·4370 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 0·1212 Gramm Borsäure oder in 10 Liter 2·4240 Gramm Borsäure.

II. 500 *ccm* Wasser gaben 0·4280 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 0·1188 Gramm Borsäure oder in 10 Liter 2·3760 Gramm Borsäure.

Im Mittel also in 10 Liter 2·4000 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 2·3831 Gewichtsteile Borsäure

Schwefelsäure. 3 Liter Wasser ergaben 0·0210 Gramm Baryumsulfat gleich 0·00721 Gramm Schwefelsäure, entsprechend in 10 Liter 0·0240 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0238 Gewichtsteile Schwefelsäure.

Phosphorsäure. 6 Liter Wasser gaben 0·0344 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·0220 Gramm Phosphorsäure, demnach in 10 Liter 0·0367 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0364 Gewichtsteile Phosphorsäure.

Kohlensäure. Direkte Bestimmungen der Kohlensäure aus der an Ort und Stelle mit Chlorcalcium gefüllten Kohlensäure ergaben:

I. In 250 *ccm* Wasser 1·673 Gramm Kohlensäure, entsprechend in 10 Liter 66·9200 Gramm Kohlensäure.

II. In 125 *ccm* Wasser 0·832 Gramm Kohlensäure, entsprechend in 10 Liter 66·5600 Gramm Kohlensäure.

Im Mittel also in 10 Liter 66·7400 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 66·2695 Gewichtsteile Kohlensäure.

Sulfatrückstand. 100 *ccm* Wasser gaben 0·8992 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend in 10 Liter 89·9200 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 89·2861 Sulfatrückstand.

Die gefundenen Mittelwerte für die Ottoquelle sind folgende:

	In 10 Liter Gramm	In 10.000 Gewichtsteilen Gewichtsteile
Chlor	18·1285	18·0007
Brom	0·1925	0·1911
Jod	0·0693	0·0688
Kieselsäure	0·1120	0·1112
Borsäure	2·4000	2·3831
Schwefelsäure	0·0240	0·0238
Phosphorsäure	0·0367	0·0364
Kohlensäure	66·7400	66·2695
Kaliumoxyd	1·1133	1·1054
Natriumoxyd	31·1870	30·9671
Lithiumoxyd	0·0900	0·0894
Calciumoxyd	5 2509	5·2139
Strontiumoxyd	0·0307	0·0305
Baryumoxyd	0·0328	0 0326
Magnesiumoxyd	1·0116	1·0045
Eisenoxydul	0·0945	0·0938
Manganoxydul	0·0062	0·0062
Aluminiumoxyd	0 0037	0·0037
Sulfatrückstand	89·9200	89·2861
Spezifisches Gewicht	1·0071	1·0071

Die sauren und basischen Bestandteile zu Salzen gruppiert:

A. Die kohlensauren Salze als normale Karbonate berechnet:

	In 10.000 Gewichtsteilen
Chlorkalium	1·7474
Chlornatrium	28·3369
Bromnatrium	0·2460
Jodnatrium	0·0813
Borsaures Natrium	3·4397
Phosphorsaures Calcium	0·0795
Schwefelsaures Calcium	0·0405
Kohlensaures Natrium	25·2521
" Lithium	0·2205
" Calcium	9·2038
" Strontium	0·0435
" Baryum	0 0418
" Magnesium	2·1095
" Eisenoxydul	0·1511
" Manganoxydul	0·0101
Aluminiumoxyd	0·0037
Kieselsäure	0·1112
Spuren von Kupfer, Nickel, Zinn und organischen Substanzen	
Summe der festen Bestandteile	71·1186
Halbgebundene Kohlensäure	15·8512
Freie Kohlensäure	34·5671

B. Die kohlensauren Salze als Bikarbonate berechnet:

	In 10.000 Gewichtsteilen
Chlorkalium	1·7474
Chlornatrium	28·3369
Bromnatrium	0·2460
Jodnatrium	0·0813
Borsaures Natrium	3·4397
Phosphorsaures Calcium	0·0795
Schwefelsaures Calcium	0·0405
Natrium-Bikarbonat	35·7341
Lithium- "	0·3516
Calcium- "	13·2535
Strontium- "	0·0565
Baryum- "	0·0510
Mangnesium- "	3·2145
Eisen- "	0·2084
Mangan- "	0·0140
Aluminiumoxyd	0·0037
Kieselsäure	0·1112
Spuren von Kupfer, Nickel, Zinn und organischen Substanzen	
Freie Kohlensäure	34·5671

Die aus der Ottoquelle aufsteigenden Gase wurden von mir an Ort und Stelle in Glasröhren aufgefangen und auf mein Ersuchen die Analyse derselben von Herrn Dr. G. B. Trener im chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt durchgeführt. Zur Untersuchung wurden 16·02 *ccm* Gase verwendet, welche ergaben:

Kohlensäure	15·51 *ccm*
Sauerstoff	0·03 „
Stickstoff	0·11 „
Methan (Gruben- oder Sumpfgas)	0·37 „
	16·02 *ccm*

Daraus berechnet sich die prozentische Zusammensetzung der Gase wie folgt:

	Prozent
Kohlensäure	96·81
Sauerstoff	0·18
Stickstoff	0·68
Methan (Gruben- oder Sumpfgas)	2·31
	99·98

Die Beschaffenheit der Gase stimmt also im wesentlichen vollständig überein mit der der Gase der anderen Luhatschowitzer Heilquellen.

Aus den vorstehenden Untersuchungen geht hervor, daß die Ottoquelle sich in ihrer qualitativen chemischen Zusammensetzung vollständig den anderen Luhatschowitzer Quellen anschließt. Dieselbe steht der Menge der festen Bestandteile nach zwischen dem Vinzenz- und Amandbrunnen, ist also den schwächeren Luhatschowitzer Quellen zuzuzählen.

Der Gehalt an Eisen und Kalk ist etwas größer als in den anderen Luhatschowitzer Quellen. Der Gehalt an freier Kohlensäure ist sehr bedeutend.

Aus all diesem folgt, daß die Ottoquelle sich wohl als Trinkquelle, besonders an Ort und Stelle, vollkommen eignet, daß sie aber besonders als Badequelle zu empfehlen ist.

Luisenquelle.

Die Luisenquelle entspringt am Südabhange der großen Kamena etwa 25 – 30 *m* über dem Niveau des Johannbrunnens ungefähr $^3/_4$ *km* talabwärts von demselben.

Die letzte vollständige Analyse wurde von mir vor 15 Jahren durchgeführt und in dem eingangs erwähnten Aufsatze publiziert.

Im Jahre 1904 wurde auf Veranlassung der Kurverwaltung eine neue chemische Analyse vorgenommen, welche sich jedoch nur auf die Hauptbestandteile beschränkte, um zu untersuchen, ob eine wesentliche Veränderung der Quelle stattgefunden hat oder nicht, da im Frühjahr des Jahres 1903 in der Nähe der Luisenquelle sich zahlreiche Erdrutschungen eingestellt hatten und wahrscheinlich durch

eine innere Schichtenrutschung eine vorübergehende Trübung des Wassers erfolgt war. Über die Resultate der damals durchgeführten Untersuchungen wird später die Rede sein.

Am 19. September 1905 wurden von mir selber an Ort und Stelle Wasser und die aus demselben entweichenden Gase entnommen. Das Wasser zeigte um 5 Uhr nachmittags 9·6° C. bei einer Lufttemperatur von 14° C.

Das Wasser der Luisenquelle zeigte bei der Untersuchung dieselben Bestandteile, wie sie in dem schon mehrmals erwähnten Aufsatze von mir und Foullon angegeben wurden, nur konnte noch in geringen Mengen Schwefelsäure nachgewiesen werden, die in dem Wasser der Luisenquelle im August 1889 ebenso sicher fehlte, während sie im Wasser der Luisenquelle im Sommer 1904 in höherem Maße vorhanden war als in dem vom Jahre 1905.

Im folgenden gebe ich zuerst die bei der Analyse direkt gefundenen Werte, sodann die Umrechnung derselben auf 10 Liter und auf 10.000 Gewichtsteile Wasser.

Kaliumoxyd, Natriumoxyd, Lithiumoxyd. I. 100 *ccm* Wasser gaben 0·998 Gramm Chloride uud 0·1069 Gramm Kaliumplatinchlorid oder in 10 Liter Wasser 2·0640 Gramm Kaliumoxyd.

II. 100 *ccm* Wasser gaben 0·999 Gramm Chloride und 0·108 Gramm Kaliumplatinchlorid oder in 10 Liter Wasser 2·086 Gramm Kaliumoxyd. Demnach im Mittel in 10 Liter 2·0750 Gramm oder in 10000 Gewichtsteilen 2·0524 Gewichtsteile Kaliumoxyd.

Lithiumoxyd. 6 Liter Wasser ergaben 0·199 Gramm phosphorsaures Lithium, entsprechend in 10 Liter 0·1288 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·1274 Gewichtsteile Lithiumoxyd.

Natriumoxyd. Aus den angeführten Daten berechnet sich die Menge an Natriumoxyd in 10 Liter zu 50·9660 und 50·9790 Gramm oder im Mittel zu 50·9725 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen zu 50·4179 Gewichtsteilen.

Calcium-, Baryum und Strontiumoxyd. I. 3 Liter Wasser gaben 1·176 Gramm Calcium-Baryum und Strontiumoxyd. (In 1 Liter bestimmt 0·392 Gramm des Oxydgemenges) oder in 10 Liter 3·9200 Gramm.

II. 780·5 *ccm* Wasser gaben 0·307 Gramm oder in 10 Liter 3·9334 Gramm des obenerwähnten Oxydgemenges, im Mittel also in 10 Liter 3·9267 Gramm Calcium-Baryum-Strontiumoxyd.

Baryumoxyd. 3 Liter Wasser gaben 0·014 Gramm Baryumsulfat gleich 0·00919 Gramm Baryumoxyd oder in 10 Liter 0·0307 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0304 Gewichtsteile Baryumoxyd.

Strontiumoxyd. 3 Liter Wasser gaben 0·010 Gramm Strontiumoxyd, entsprechend in 10 Liter 0·0333 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0329 Gewichtsteile Strontiumoxyd.

Calciumoxyd. Aus den obenangeführten Daten berechnet sich die Menge an Calciumoxyd in 10 Liter zu 3·8627 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen zu 3·8207 Gewichtsteilen Calciumoxyd.

Magnesiumoxyd. I. 3 Liter Wasser gaben 0·714 Gramm und II. 780·5 *ccm* 0·187 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend in 10 Liter bei I. 0·8578, bei II. 0·8630 Gramm Magnesia.

Im Mittel also in 10 Litern 0·86·04 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·8510 Gewichtsteile Magnesia.

Eisenoxydul. In 3 Liter 0·0240 Gramm Eisenoxyd gleich 0·0216 Eisenoxydul, entsprechend in 10 Liter 0·0720 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0712 Eisenoxydul.

Aluminiumoxyd. In 6 Liter 0·0012 Gramm, entsprechend in 10 Liter 0·0020 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0020 Gewichtsteile Aluminiumoxyd.

Manganoxydul. 6 Liter Wasser gaben 0·0032 Gramm Manganoxyduloxyd, entsprechend 0·00298 Gramm Manganoxydul oder in 10 Litern 0·0050 oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0049 Manganoxydul.

Kupfer, Nickel und Zinn. Von diesen Metallen konnten in 16 Liter Wasser nur unbestimmbare Spuren gefunden werden. Organische Substanzen sind nur in Spuren vorhanden.

Chlor, Brom und Jod. I. 100 *ccm* Wasser gaben 1·1723 Gramm Chlor-Brom-Jodsilber.

II. 100 *ccm* Wasser gaben 1·1725 Gramm Chlor-Brom-Jodsilber.

Jod. 3 Liter Wasser brauchten 4·8 *ccm* einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von der 1 *ccm* 0·00729 Gramm Jod entsprach. Daraus berechnet sich in 10 Liter Wasser 0·1166 Gramm oder in 10·000 Gewichtsteilen 0·1153 Gewichtsteile Jod.

Brom. 3 Liter Wasser nach Entfernung des Jods brauchten 49·5 *ccm* Chlorwasser, von dem 1 *ccm* 0·0021 Gramm Brom entsprach, das ist in 3 Liter 0·10395 Gramm Brom oder in 10 Liter 0·3465 Gramm und in 10.000 Gewichtsteilen 0·3427 Gewichtsteile Brom.

Chlor. Aus den angeführten Daten findet man I. 1·1723 Gramm Chlorbrom-Jodsilber weniger (0·0022 Gramm Jodsilber und 0·0081 Bromsilber) 0·0103 Brom-Jodsilber ergeben 1·1620 Chlorsilber, entsprechend 0·28729 Gramm Chlor in 100 *ccm* oder in 10 Liter Wasser 28.7290 Gramm Chlor.

II. 1·1725 Gramm Chlor-Brom-Jodsilber weniger 0·0103 Gramm Brom-Jodsilber sind 1·1622 Gramm Chlorsilber gleich 0·28734 Gramm Chlor oder in 10 Liter 28·7340 Gramm Chlor.

Im Mittel also in 10 Liter 28·7315 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 28·4189 Gewichtsteile Chlor.

Borsäure. 500 *ccm* Wasser gaben 0'642 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 0·1782 Borsäure, demnach in 10 Liter 3·564 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 3·5252 Gewichtsteile Borsäure.

Schwefelsäure. 3 Liter Wasser ergaben 0·0480 Gramm Baryumsulfat gleich 0·016479 Gramm Schwefelsäure, entsprechend in 10 Liter 0 0549 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0543 Gewichtsteile Schwefelsäure.

Phosphorsäure. 6 Liter Wasser gaben 0·0050 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·0031988 Gramm Phosphorsäure, demnach in 10 Liter 0·0053 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0052 Gewichtsteile Phosphorsäure.

Kohlensäure. Eine direkte Bestimmung der Kohlensäure aus der an Ort und Stelle mit Chlorcalcium gefällten Kohlensäure ergab in 125 *ccm* Wasser 0·9963 Gramm Kohlensäure, entsprechend in 10 Liter 79·7040 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 78·8368 Gewichtsteile Kohlensäure.

Sulfatrückstand. 100 *ccm* Wasser gaben 1·3380 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend in 10 Liter 133.8000 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 132·3442 Gewichtsteile Sulfatrückstand.

Die gefundenen Mittelwerte für die Luisenquelle sind folgende:

	In 10 Liter Gramm	In 10.000 Gewichtsteilen Gewichtsteile
Chlor	28·7315	28·4189
Brom	0·3465	0·3427
Jod	0·1166	0·1153
Kieselsäure	0·1560	0·1543
Borsäure	3·5650	3·5252
Schwefelsäure	0·0549	0·0543
Phosphorsäure	0·0053	0·0052
Kohlensäure	79·7040	78·8368
Kaliumoxyd	2·0750	2·0524
Natriumoxyd	50·9725	50·4179
Lithiumoxyd	0·1288	0·2174
Calciumoxyd	3·8627	3·8207
Strontiumoxyd	0·0333	0·0329
Baryumoxyd	0·0307	0·0304
Magnesiumoxyd	0·8604	0·8510
Eisenoxydul	0·0720	0·0712
Manganoxydul	0·0050	0·0049
Aluminiumoxyd	0·0020	0·0020
Sulfatrückstand	133·8000	132 3442
Spezifisches Gewicht	1·0110	1·0110

Die sauren und basischen Bestandteile zu Salzen gruppiert:

A. Die kohlensauren Salze als normale Karbonate berechnet:

	In 10.000 Gewichtsteilen
Chlorkalium	3·2443
Chlornatrium	44·3569
Bromnatrium	0·4412
Jodnatrium	0·1362
Borsaures Natrium	5·0882
Phosphorsaures Calcium	0·0114
Schwefelsaures Calcium	0·0923
Kohlensaures Natrium	42·9750
„ Lithium	0·3143
„ Calcium	6·7438
„ Strontium	0·0469
„ Baryum	0·0391
„ Magnesium	1·7871
„ Eisenoxydul	0·1147
„ Manganoxydul	0·0080
Aluminiumoxyd	0·0020
Kieselsäure	0·1543
Spuren von Kupfer, Nickel, Zinn und organischen Substanzen	
Summe der festen Bestandteile	105·5557
Halbgebundene Kohlensäure	21·9983
Freie Kohlensäure	34·8402

B. Die kohlensauren Salze als Bikarbonate berechnet:

	In 10.000 Gewichtsteilen
Chlorkalium	3·2443
Chlornatrium	44·3569
Bromnatrium	0·4412
Jodnatrium	0·1362
Borsaures Natrium	5·0882
Phosphorsaures Calcium	0·0114
Schwefelsaures Calcium	0·0923
Natrium-Bikarbonat	60·8137
Lithium- „	0·5012
Calcium- „	9·7111
Strontium- „	0·0609
Baryum- „	0·0478
Magnesium- „	2·7232
Eisen- „	0·1582
Mangan- „	0·0111
Aluminiumoxyd	0·0020
Kieselsäure	0·1543
Spuren von Kupfer, Nickel, Zinn und organischen Substanzen	
Freie Kohlensäure	34·8402

Die an der Luisenquelle von mir selbst an Ort und Stelle entnommenen Gase wurden, so wie die der Ottoquelle, von Herrn Dr. G. B. Trener im chemischen Laboratorium unserer Anstalt untersucht und hierbei folgende Resultate gefunden:

12·36 *ccm* des Gasgemisches ergaben:

Kohlensäure	11·88 *ccm*
Sauerstoff	0·11 „
Stickstoff	0·41 „
Methan (Gruben- oder Sumpfgas) .	Spuren
	12.40 *ccm*

oder in Prozenten ausgedrückt, zugleich verglichen mit der im Jahre 1890 durchgeführten Gasanalyse:

	Prozent	Alte Analyse Prozent
Kohlensäure	96·11	99·86
Sauerstoff	0·89	—
Stickstoff	3·31	0·06
Methan (Gruben- oder Sumpfgas)	Spuren	0·08
	100·31	100·00

Die neue und alte Gasanalyse stimmen also im wesentlichen gut überein. Es findet sich überwiegend Kohlensäure mit sehr geringen Mengen von Methan und nur in der neueren Analyse etwas mehr Luft.

Aus den vorstehenden Untersuchungen geht hervor, daß die Luisenquelle keine irgendwie in Betracht zu ziehende Veränderung erlitten hat. Um die Zusammensetzung des Wassers der Luisenquelle in den verschiedenen Zeiten leichter vergleichen zu können, gebe ich im folgenden eine Tabelle, welche die Menge der einzelnen direkt gefundenen Bestandteile in 10.000 Teilen angibt:

	Wasser der Luisenquelle		
	am 9. August 1889 entnommen	Im August 1904 entnommen	Neueste Analyse 19. September 1905 entnommen
Chlor	28·855	28·6250	28·4189
Brom	0·353	—	0·3427
Jod	0·106	—	0·1153
Kieselsäure . . .	0·152	0·1681	0·1543
Borsäure	3·639	—	3·5252
Schwefelsäure . .	—	0·1494	0·0543
Phosphorsäure . .	0·0004	—	0·0052
Kohlensäure . . .	79·695	—	78·8368
Kaliumoxyd . . .	1·595	1·8140	2·0524
Natriumoxyd . .	51·986	51·8801	50·4179
Lithiumoxyd . . .	0·131	—	0·1274
Calciumoxyd . .	3·579	3·8496	3·8207
Strontiumoxyd . .	0·035	—	0·0329
Baryumoxyd . . .	0·033	—	0·0304
Magnesiumoxyd .	0·837	0·8694	0·8510
Eisenoxydul . . .	0·068	0·0712 [1])	0·0712
Manganoxydul . .	0·004	—	0·0049
Aluminiumoxyd . .	0·001	—	0·0020
Kupferoxyd . . .	0·001	—	Spur
Sulfatrückstand . .	133·531	134·6044	132·3442
Spezifisches Gewicht	0·0110	—	0·0110

[1]) Eisenoxyd mit einer Spur Aluminiumoxyd. Es würde dies bei der Analyse des Wassers vom Jahre 1889 0·077 Eisenoxyd und Aluminiumoxyd, bei der Analyse des Wassers vom Jahre 1905 0·0811 Eisenoxyd und Aluminiumoxyd entsprechen.

Diese Tabelle zeigt, daß eine halbwegs wesentliche Veränderung des Wassers der Luisenquelle absolut nicht erfolgt ist. Die meisten Bestimmungen schwanken nur innerhalb der Bestimmungsfehler. Ein Unterschied ist nur in dem etwas höheren Kalkgehalte und dem Gehalte an Schwefelsäure bemerkbar, der jedoch so gering ist, daß er praktisch gar keine Bedeutung hat.

Auffallend ist auch, daß der Gehalt an diesen Bestandteilen, besonders der an Schwefelsäure, wieder seit dem Jahre 1904 abgenommen hat, so daß der letztere im Jahre 1905 etwa nur mehr ein Drittel desjenigen vom Jahre 1904 beträgt.

Es ist jedenfalls anzunehmen, daß entweder gewöhnliches Quellwasser aus der Umgebung der Quelle, welches Schwefelsäure, respektive Gips enthält an feinen Haarrissen in geringer Menge in das aufsteigende Mineralwasser hineingekommen ist und demselben den geringen Schwefelsäuregehalt erteilt hat oder daß, was bei der Luisenquelle speziell wahrscheinlicher ist, durch eine innere Rutschung neue Partien des umgebenden Gesteines mit dem aufsteigenden Mineralwasser in Berührung gekommen sind und durch Auslaugung des ersteren Sulfate in das Wasser gelangten.

Es kann auch hier jedoch nur wieder betont werden, daß die Menge der in der Luisenquelle vorkommenden Schwefelsäure, respektive Sulfate so gering ist, daß sie in praktischer Hinsicht, also sowohl chemisch als medizinisch, keine Bedeutung hat.

Anhang.

Über den Gehalt an Schwefelsäure in den Luhatschowitzer Mineralwässern.

Da die Untersuchung der Ottoquelle und Luisenquelle einen wenn auch geringen Schwefelsäuregehalt ergaben, so interessierte es mich, auch die übrigen Mineralquellen sowie das gewöhnliche Trinkwasser von Luhatschowitz auf ihren Schwefelsäuregehalt zu prüfen.

Zu diesem Behufe wurden also auch noch der Vinzenz-, Amand- und Johannbrunnen sowie als Vertreterin des gewöhnlichen Trinkwassers die Gabrielenquelle auf ihren Gehalt an Schwefelsäure geprüft.

Es zeigten sich in allen Mineralwässern geringe Mengen, respektive Spuren, in dem gewöhnlichen Trinkwasser (Gabrielenquelle) jedoch etwas mehr Schwefelsäure, aber auch da nur, absolut genommen, kleine Mengen. Hier sei auch erwähnt, woher das Wasser der Gabrielenquelle stammt.

Die Gabrielenquelle ist keine wirkliche Quelle, sondern bloß der Abfluß aus dem Wasserleitungsreservoir, welches sein Wasser durch eine Wasserleitung aus zwei Quellen, nämlich der Obětova oder Jáma und der Matulikquelle, die beide am nordwestlichen Ende des Obětovaberges entspringen, erhält. Diese Quellen liegen etwa 2 *km* nordöstlich von dem Ursprung des Vinzenz-, Amand- und Johannbrunnens. Das

Wasser entspringt ebenfalls im Karpathensandstein und dürfte seine Beschaffenheit im allgemeinen mit der des in der Umgebung von Luhatschowitz im Karpathensandstein zirkulierenden Quellwassers übereinstimmen.

Das Wasser der beiden oben genannten Quellen wurde im Jahre 1895 von Herrn Dr. Alois Lode untersucht und seien hier seine Angaben, die mir von der Badeverwaltung in Luhatschowitz zur Verfügung gestellt worden sind, angeführt.

I. Die Obětova- oder Jámaquelle.

Chloride: Spuren, Quantitativ nicht bestimmbar.

Organische Substanzen: pro Liter wurden 3·16 Milligramm Kaliumpermanganat verbraucht.

Schwefelsaure Salze: qualitativ nachweisbare Spuren.

Calciumoxyd: 34·4 Milligramm pro Liter.

Härte: 6·16 deutsche Härtegrade.

Magnesiumoxyd (berechnet): 19·4 Milligramm pro Liter.

Ammoniak nicht vorhanden.

Salpetrige Säure nicht vorhanden.

Salpetersäure nicht vorhanden.

Schwefelwasserstoff nicht vorhanden.

Trockenrückstand bei 100° C. 180·0 Milligramm, bei 160° C. 172·0 Milligramm pro Liter.

II. Die Matulikquelle.

Chloride und Sulfate: Qualitativ nachweisbar, quantitativ nicht bestimmbare Spuren.

Organische Substanzen: Für 1 Liter wurden 6·32 Milligramm Kaliumpermanganat verbraucht.

Calciumoxyd: 43·2 Milligramm pro Liter.

Härte: 6·216 deutsche Härtegrade.

Magnesiumoxyd (berechnet): 13·54 Milligramm pro Liter.

Ammoniak nicht nachweisbar.

Salpetrige Säure nicht nachweisbar.

Salpetersäure nicht nachweisbar.

Schwefelwasserstoff nicht nachweisbar.

Trockenrückstand bei 100° C. 217·0 Milligramm, bei 160° C. 206·0 Milligramm pro Liter.

Bei den vorliegenden Untersuchungen wurde die Schwefelsäure in beiden Quellen gefunden, jedoch nicht bestimmt. Es ist dies auch ganz natürlich, da die Menge derselben gering ist und daher für die Beurteilung, ob ein gutes Trinkwasser vorliegt, gar keine Bedeutung hat.

Hier sei gleich erwähnt, daß das Wasser, das aus dem Wasserreservoir ausfließt (Gabrielenquelle), welches eine Mischung der beiden obenerwähnten Quellen darstellt, in 10 Liter 0·1733 Gramm Schwefelsäure enthält oder im Liter 17 Milligramm. Zum Vergleich sei das Wasser der Wiener Hochquellenleitung in dem Reservoir angeführt das etwa 12·5 Milligramm Schwefelsäure im Liter enthält.

Die zu der Bestimmung der Schwefelsäure notwendigen Wasser. mengen wurden von mir selbst im September 1905 von den verschiedenen Quellen entnommen.

Im folgenden gebe ich die gefundenen Daten:

Vinzenzbrunnen. 3120 *ccm* Wasser gaben 0·010 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·003433 Schwefelsäure oder in 10 Liter sind 0·0110 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0109 Gewichtsteile Schwefelsäure enthalten.

Amandbrunnen. 1442 *ccm* Wasser gaben 0·0046 Gramm Baryumsulfat gleich 0·001579 Gramm Schwefelsäure. 10 Liter Wasser enthalten also 0·0110 Gramm oder 10.000 Gewichtsteile 0·0109 Gewichtsteile Schwefelsäure.

Johannbrunnen. 3118 *ccm* Wasser gaben 0·008 Gramm Baryumsulfat gleich 0·0027465 Gramm Schwefelsäure. In 10 Liter Wasser sind also 0·0088 Gramm oder in 10.000 Gewichtsteilen 0·0087 Gewichtsteile Schwefelsäure enthalten.

Gabrielenquelle. 1560·8 *ccm* Wasser gaben 0·0788 Gramm Baryumsulfat gleich 0·02705 Gramm Schwefelsäure. In 10 Liter Wasser sind also 0·1733 Gramm Schwefelsäure enthalten.

Die Daten über die Bestimmung der Schwefelsäure in der Otto- und Luisenquelle sind schon früher gegeben worden.

Stellen wir der Übersicht halber die gefundenen Resultate in einer Tabelle zusammen, so ergibt sich:

In 10 Liter Wasser sind enthalten Gramm Schwefelsäure:

	Entnommen im September 1905	Entnommen im August 1904
Vinzenzbrunnen	0·0110	—
Amandbrunnen	0·0110	—
Johannbrunnen	0·0088	—
Luisenquelle	0·0549	0·1510
Ottoquelle	0·0240	—
Gabrielenquelle	0·1733	—

Aus dieser Zusammenstellung ist ersichtlich, daß die Luhatschowitzer Mineralwässer geringe Mengen, man möchte sagen, Spuren von Schwefelsäure enthalten, während das Trinkwasser mehr Schwefelsäure enthält. Man muß wohl annehmen, daß, da die Luhatschowitzer Mineralwässer früher frei von Schwefelsäure waren, geringe Mengen von Schwefelsäure durch Eindringen gewöhnlichen Wassers auf feinen Haarrissen aus den umgebenden Schichten aufgenommen werden oder daß die Quellen selbst beim Aufsteigen andere Partien des umliegenden Gesteins als früher auslaugen und hierbei einen geringen Schwefelsäuregehalt annehmen. Da im Jahre 1903 zahlreiche Rutschungen im Gebiete der Luhatschowitzer Quellen stattgefunden haben, so ist es immerhin möglich, daß auch im Innern der Quellen kleine Verschiebungen stattgefunden haben, welche eine der oben angeführten Bedingungen herbeigeführt haben. Am auffälligsten ist dies wohl bei der

Luisenquelle der Fall, die zuerst frei von Schwefelsäure war, dann im Jahre 1903 eine Trübung erfuhr, wahrscheinlich infolge einer inneren Rutschung, infolgedessen im Jahre 1904 Schwefelsäure enthielt, deren Menge jedoch seither, wie die Analyse des Wassers der Luisenqnelle vom September 1905 zeigte, wieder bedeutend, nämlich auf ein Drittel zurückging. Es ist immerhin möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß der Schwefelsäuregehalt der Quellen, der durch äußere Verhältnisse bedingt wurde, wieder allmählich verschwindet. Das allmähliche Geringerwerden des Schwefelsäuregehaltes der Luisenquelle scheint mir sehr dafür zu sprechen.

Schlussbemerkungen.

Stellen wir die Resultate der vorstehenden Untersuchungen zusammen, so können dieselben etwa in folgendem zusammengefaßt werden.

Die neu untersuchte Ottoquelle schließt sich in ihrer chemischen Zusammensetzung vollkommen den anderen Luhatschowitzer Mineralquellen an und läßt sich der Menge der vorhandenen Bestandteile nach etwa zwischen dem Vinzenz- und Amandbrunnen einreihen.

Das Wasser der Luisenquelle hat seit seiner letzten genauen chemischen Analyse (Wasser vom Jahre 1889) keine wesentliche Veränderung erlitten.

Es ist nur ein geringer Gehalt an Schwefelsäure, respektive Sulfaten nachgewiesen worden, der dem Wasser vom Jahre 1889 sicher fehlte. Dieser Gehalt an Sulfaten ist vielleicht durch Zusickern des umliegenden Quellwassers oder wahrscheinlicher dadurch zu erklären, daß durch Zusammentreffen der aufsteigenden Quellen infolge von inneren Rutschungen, mit anderen Teilen des umgebenden Gesteines, das ausgelaugt wird, Sulfate in das Mineralwasser gelangen. Dafür spricht das allmählige Abnehmen der auftretenden Sulfate in der Luisenquelle, welche es wahrscheinlich machen, daß der Gehalt an Schwefelsäure mit der Zeit ganz verschwinden wird.

Das für die Luisenquelle in Hinsicht auf den Gehalt an Sulfaten Gesagte gilt auch für die anderen Luhatschowitzer Quellen, indem auch die anderen Quellen — wenn auch sehr geringe — Schwefelsäuremengen enthalten.

Was die Bildung der Luhatschowitzer Mineralwässer anbelangt, so ist durch diese Untersuchungen kein neuer Anhaltspunkt gefunden worden. Es läßt sich da wohl nur das schon in der eingangs zitierten Arbeit von mir und H. B. v. Foullon Gesagte wiederholen: „Es erscheint uns am wahrscheinlichsten, daß unter dem Luhatschowitzer Sandsteine oder in ihm Lager eingeschaltet sind, welche nach der Verdunstung solcher Wasser zurückbleiben, wie wir sie ähnlich heute in Natronseen finden, und daß nach den Temperaturen, mit welchen die Quellen austreten, diese Lager nicht sehr tief liegen können.“

Daß die Luhatschowitzer Mineralwässer gewiß nicht oberflächlich gebildet werden, zeigt die Zusammensetzung der in dem Karpathen-

sandsteine zirkulierenden Quellwässer, welche eine ganz andere ist als die der Mineralwässer. Auch ist die Temperatur der Quellwässer nach Angabe der Badedirektion von Luhatschowitz im Sommer eine höhere als die der Mineralwässer.

Als erfreuliches Ergebnis ist die Konstanz der chemischen Zusammensetzung der Luhatschowitzer Mineralwässer zu bezeichnen. Dieselbe ist für die vier alten Quellen nun schon für 77 Jahre festgestellt und es ist wohl zu hoffen, daß dieselbe, abgesehen von kleinen unwesentlichen Schwankungen, auch weiterhin anhalten wird.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III., Erdbergstraße 3.

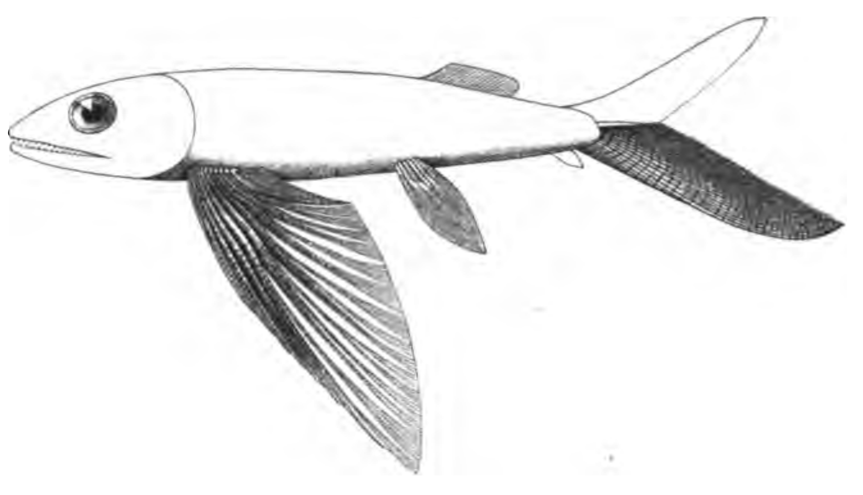


Fig. 6. Gigantopterus Telleri Abel.

Obere Trias von Lunz, Niederösterreich. — Rekonstruktion in drei Fünftel der natürlichen Größe.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. LVI, 1906.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

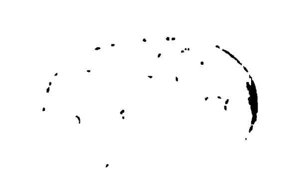
Tafel II.

Fossile Flugfische.

Erklärung zu Tafel II.

Der Fisch liegt auf dem Rücken; die linke Pectoralis ist ausgespannt, die rechte zusammengefaltet. Sieben Basalia und ein Strahl der rechten Pectoralis sind aus dem Zusammenhange gerissen und nach hinten verschoben. Die Dorsalis ist verquetscht, die Analis nicht sichtbar. Der obere Caudallobus ist zum Teil verloren gegangen, zum Teil zusammengedrückt. Von der Beschuppung sind nur wenige Spuren sichtbar.

r. Op. = Rechtes Operculum.
r. P. = Rechte Pectoralis.
l. P. = Linke Pectoralis.
Ba. = Basalia der rechten Pectoralis.
Ve. = Ventralis.
Do. = Dorsalis.
Ca. inf. = Unterer Caudallobus.
Ca. sup. = Oberer Caudallobus.
$Sch._1$ — Einzelne Schuppen der Caudalregion.
$Sch._2$ = Einer der vorletzten Schuppengürtel der Caudalregion.
Tr. = Abdruck des Gehäuses eines kleinen *Trachyceras*.



Tafel III.

Fossile Flugfische.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1. *Thoracopterus Niederristi Bronn.*

Obere Trias (Fischschiefer) von Raibl. — Original R. Kners (*Pterygopterus apus Kner*). — Im geologischen Museum der k. k. Universität Wien.

Natürliche Größe.

Fig. 2. *Gigantopterus Telleri Abel.*

Obere Trias (Reingrabener Schiefer) von Lunz. — Gegenplatte des auf Tafel II abgebildeten Restes. — Im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien.

Natürliche Größe.

1



2

Phot. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LVI, 1906.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Tafel IV.

Die Cephalopodengebisse aus dem schlesischen Neocom.

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1—3. Festes Kalkstück aus dem Oberkiefer des rezenten *Nautilus pompilius* (rezenter *Rhyncholith* s. str.).

Fig. 1 von oben.

Fig. 2 von der Seite.

Fig. 3 von unten.

Fig. 4—7. *Rhyncholithes Teschenensis* (Typus *Rhynchotheutis* I).

Fig. 4 von oben.

Fig. 5 von der Seite.

Fig. 6 von unten.

Fig. 7 von unten (anderes Exemplar).

Fig. 8—10. *Rhyncholithes Hoheneggeri* (Typus *Rhynchotheutis* I).

Fig. 11—13. „ *squammatus* (Typus *Rhynchotheutis* I).

Fig. 14—16. „ *Neocomiensis* (Typus *Rhynchotheutis* I).

Fig. 17—19. „ *Silesiacus* (Typus *Rhynchotheutis* I).

Fig. 20 u. 21. „ *Uhligi* (Typus *Rhynchotheutis* II).

Fig. 22. „ *sulcatus* (Typus *Rhynchotheutis* II).

Fig. 23 u. 24. „ *striatus* (Typus *Rhynchotheutis* II).

Fig. 25—28. „ *obtusus* (Eigener Typus).

Fig. 25 von oben.

Fig. 26 von der Seite.

Fig. 27 von unten.

Fig. 28 von vorn (die Kauplatte).

Fig. 29. Flügelfortsatz (zu einem Rhyncholithen vom Typus *Rhynchotheutis* II gehörig).

Fig. 30. Flügelfortsatz eines Ober- und Unterkiefers vom *Nautilus*-Typus.

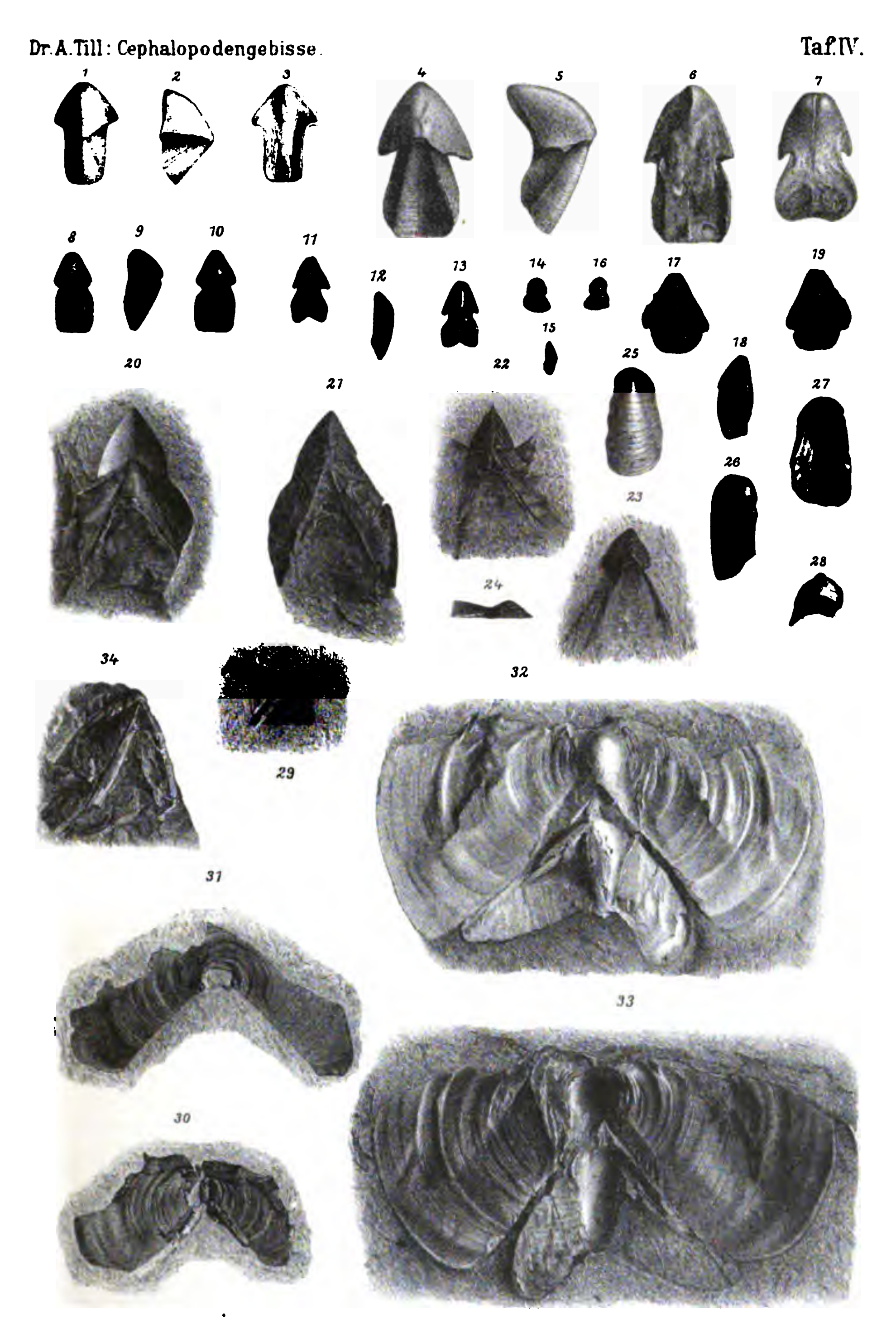
Fig. 31. Flügelfortsatz eines Unterkiefers vom *Nautilus*-Typus.

Fig. 32 u. 33. Unterkiefer (inneres Kalkstück und Flügelfortsatz) vom *Nautilus*-Typus, auseinandergequetscht und verdrückt, von oben.

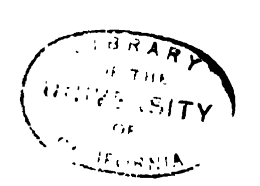
Fig. 32. Gipsabguß.

Fig. 33. Der fossil erhaltene Gegendruck.

Fig. 34. Unterkiefer vom *Nautilus*-Typus (Scheitelregion).



J. Fleischmann, n. d. Nat. a. Stein gez. Druck von Alb. Berger, Wien, VIII.


SITY

Tafel V.

Die Cephalopodengebisse aus dem schlesischen Neocom.

Erklärung zu Tafel V.

Fig. 35. **Flügelfortsatz eines Unterkiefers vom *Nautilus*-Typus, von der Seite gesehen.**

Fig. 36. **Ebenso, Gegendruck eines anderen Exemplars.**

Fig. 37. **Flügelfortsatz eines Oberkiefers vom *Nautilus*-Typus, auseinandergequetscht, von oben.**

Fig. 38. **Reste des Flügelfortsatzes eines Unterkiefers vom *Nautilus*-Typus.**

Fig. 39. **Reste des Flügelfortsatzes eines Oberkiefers (?) vom *Nautilus*-Typus.**

Fig. 40—42. *Rhyncholithes Cassianus* (Typus *Rhyncholithes* s. str.).

Fig. 43. *Conchorhynchus sp.*

Fig. 44—52. *Rhyncholithes Oxfordiensis* (Typus *Palaeotheutis*), sehr unvollständig

Fig. 44—46 mittlere Varietät.

Fig. 47—49 breite Varietät.

Fig. 50—52 längliche Varietät.

Fig. 53—55. *Rhyncholithes cf. Oxfordiensis* (Typus *Palaeotheutis*).

Fig. 56—58. „ *cordiformis* (Typus *Palaeotheutis*).

Fig. 59—61. „ *bohemicus* (Typus *Rhyncholithes* s. str.).

Fig. 62—64. „ *cf. simplex* (Typus *Rhyncholithes* s. str.).

Fig. 65 u. 66. Unterkiefer des rezenten *Nautilus pompilius*.

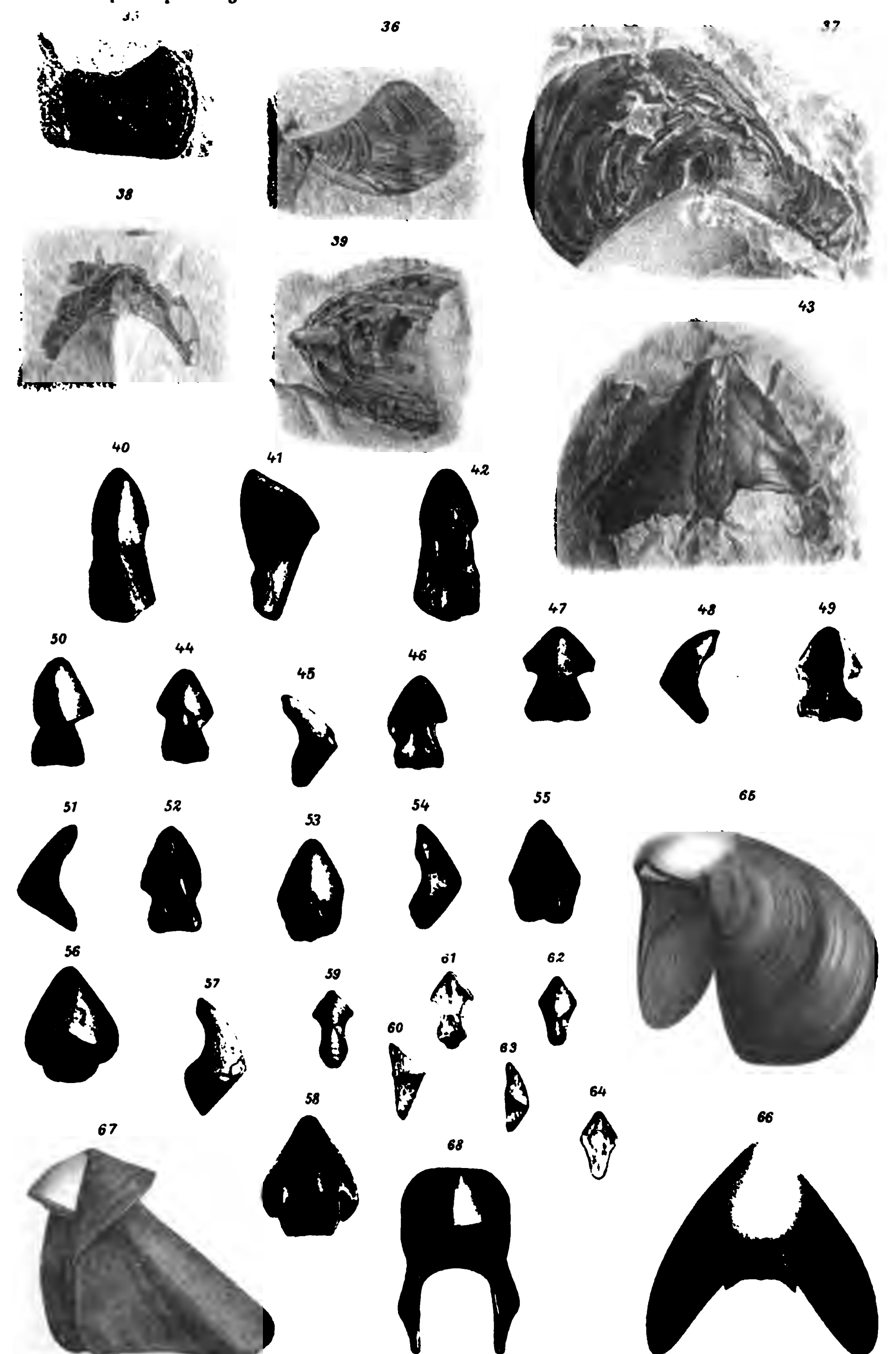
Fig. 65 von seitlich unten.

Fig. 66 von oben.

Fig. 67 u. 68. Oberkiefer des rezenten *Nautilus pompilius*.

Fig. 67 von der Seite.

Fig. 68 von vorn.



J. Fleischmann, n. d. Nat. a. Stein gez. Druck von Alb. Berger, Wien, VIII.

Tafel VI.

Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen.

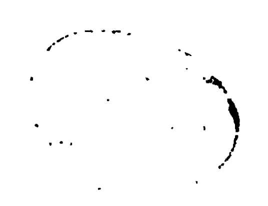
Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1. *Inoceramus Mülleri nov. spec.* Hofergraben.
Im Besitze der k. k. geol. Reichsanstalt.

Fig. 2 *a* und 2 *b*. *Inoceramus Mülleri nov. spec.* Rontograben.
Im Besitze des geol. Instituts der k. k. Universität Wien.



J. Fleischmann, n. d. Nat. a. Stein gez. Druck von Alb. Berger, Wien, VIII



Die Gaisberggruppe.

Von **Eberhard Fugger.**

Mit 7 Zinkotypien im Text.

Literatur.

1853. Ettingshausen. Über die fossilen Pflanzen von Aigen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. IV, pag. 168.

1856. Suess. *Terebratula gregaria* im Schobergraben bei Adnet. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. VII, pag. 379.

1870. Stur. *Choristoceras Marshi* am Gersberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 232.

1881. John. Chemische Untersuchung eines Mineralwassers vom Gaisberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 224.

1882. Fugger. Glaziale Erscheinungen in der Nähe der Stadt Salzburg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 158.

1882—1885. Bittner. Tagebücher (Manuskript).

1883. Fugger und Kastner. Glaziale Erscheinungen in der Nähe der Stadt Salzburg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 136.

— — Der Kohlenschurf in den Gosauschichten des Aigener Tales. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 231.

1885. — — Der Glasenbach bei Salzburg. Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen. Salzburg, pag. 83.

1888. — — Bericht der Wasserversorgungskommission des Salzburger Gemeinderates.

1897. Fugger. Ein *Ichthyosaurus* aus dem Glasenbache. Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, XXXVII, pag. 19.

1898. Bittner. Über zwei neue Brachiopoden aus dem Lias und der Gosaukreide. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 1 ff.

1903. Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder etc. Blatt Salzburg, aufgenommen von A. Bittner und E. Fugger. 1:75.000. Herausgegeben von der k. k. geolog. Reichsanstalt.

Fugger. Erläuterungen zum Blatte Salzburg der geologischen Spezialkarte. Kl.-8°. pag. 1—18.

— Salzburg und Umgebung. Führer für die Exkursionen des IX. Internat. Geologen-Kongresses. Wien. pag. 1—21.

1905. Gorjanovic-Kramberger. Die obertriadische Fischfauna von Hallein in Salzburg. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, VIII., pag. 193 ff.

Die Gaisberggruppe.

Ich bezeichne mit diesem Namen jenes Gebiet von der Form eines unregelmäßigen Dreieckes, welches im W von der Salzach, im N vom Plainbach, der in seinem Oberlaufe Alterbach und Gotzenbach genannt wird, und einem Stücke des Plainfelder Baches und im O und SO vom Almbach begrenzt wird. Von Elsbethen nordwärts liegt am rechten Salzachufer eine Ebene, die sich gegen N hin immer mehr erweitert und aus welcher sich in der Nähe von Elsbethen mehrere kleine Hügel und im O der Stadt Salzburg der Kapuzinerberg als isolierte Felsmassen erheben. Südlich von Haslach, gegenüber dem am linken Salzachufer gelegenen Schlosse Anif, beginnt abermals eine Ebene, welche sich gegen S hin immer mehr ausbreitet bis zur Mündung des Almbaches in die Salzach. Diese Ebene trägt nur einen unbedeutenden Konglomerathügel bei Schloß Urstein in der Nähe von Puch. Im nordöstlichen Teile des Gebietes liegt die Hochebene von Koppel. Diese drei Ebenen sowie der Plainbach im N und der Almbach im SO schließen das Bergland ein, welches sich aus vier Bergen zusammensetzt: dem Gaisberg, dem Gurlberg, der Elsbether Fager und dem Schwarzenberg.

Der Gaisberg.

Der Gaisberg kulminiert mit der Höhe von 1286 *m*, welche ein Hotel trägt und zu welcher eine Zahnradbahn, von der Station Parsch der Staatsbahn abzweigend, emporführt. Der Gipfel, welcher als abgerundeter Kegel aufragt und als Aussichtspunkt ersten Ranges bekannt ist, sendet nach NNO einen Arm, der sich vom Nockstein (1040 *m*) als Vormauer sowohl nach O als nach W ausbreitet; einen zweiten Kamm entsendet der Gipfel gegen OSO, den sogenannten Gaisbergrücken, welcher im Klausenberg (905 *m*) einen markanten Punkt besitzt, und einen dritten breiten Rücken gegen S, die Gaisbergfager mit dem Obereck oder Rauchenbichl (992 *m*), als aufragenden Höhepunkt.

Den Nordfuß des Gaisberges bespült der Alterbach, im O bildet die Koppler Ebene eine Bucht, die sich zwischen den östlichen Nocksteinzug und den Klausenberg einzwängt; letzteren trennt der Mairhofbach vom Gurlberge; weiterhin gegen S auf der Wasserscheide beim Kirchbaumer entspringt der Ursprungbach, welcher die Gaisbergfager vom Mairhofberge trennt. Der Ursprungbach mündet schließlich in den Glasenbach, der die südliche Grenze des Gaisberges bildet, während im W die Ebene des sogenannten Aigener Tales demselben vorgelagert ist.

Nocksteinzug.

Wandert man von der Ortschaft Gnigl am Alterbach aufwärts, so trifft man an vielen Stellen anstehenden Flysch bis hinauf zur Grabenmühle, 655 *m* über dem Meere, meist deutlich geschichtet, bald



nach N, bald nach S fallend[1]). Von der Grabenmühle noch weiter aufwärts findet man fast nur Torfboden bis zur Ortschaft Pesteig, welche am Rande des weiten Grabens liegt, in welchem der Plainfelder Bach fließt. Die Tiefe dieses Grabens beträgt mindestens 30 *m*, die Wände desselben sind aus glazialen Schottern gebildet. Die Stelle, wo der Flysch dem Gesteine des Kühberg—Nocksteinzuges angelagert ist, findet man nirgends bloßgelegt, sie ist überall mit Moränenmaterial überdeckt. Hinter dem Wagnerhause gegenüber der Kirche in Gnigl ist eine Moräne angeschnitten und darüber lagert Bachschutt des Alterbaches; bei den Mühlen am Alterbach in unmittelbarer Nähe der Ortschaft Gnigl findet man häufig Moränenreste; unterhalb und oberhalb Kohlhub, dann an der Ischler Reichsstraße zwischen Lindenbichlberg und Guggental liegen Moränen und große erratische Blöcke von Gosaukonglomerat. Südlich der Ischler Straße heben sich die Dolomite empor, welche besonders am Nockstein die bekannte Turmform bilden. Sie gehören dem Hauptdolomit an, welcher nicht nur die Hauptmasse der ganzen nördlichen Vormauer des Gebirges, sondern auch noch den größten Teil des Kammes bildet, der vom Nockstein zum Gaisberggipfel hinaufzieht.

Der westlichste Teil der Vormauer führt den Namen Kühberg; diesem ist in der Nähe der Wegteilung Salzburg—Guggental—Gersberg eine Platte rhätischen Kalkes und eine kleine Scholle Kössener Schichten aufgelagert; auch jene Partie des Kühbergkammes, welche über die Meereshöhe von 675 *m* emporragt, gehört dem rhätischen Kalke an. Am Nordfuße des Kühberges tritt eine Reihe von Quellen auf, deren Wassermenge ziemlich bedeutend ist. Die Unterlage ist Hauptdolomit, darüber folgt undurchlässiges Moränenmaterial, über diesem lagert ausgewaschener Moränenschotter und Schuttgestein vom Kühberg. Die Quellen entspringen in 550 bis 560 *m* Meereshöhe und liefern zum Teil Trinkwasser für die Stadt Salzburg und die Ortschaft Gnigl, zum Teil werden sie als Mühlwasser benutzt. Die mittlere Temperatur der tiefer und zugleich mehr gegen W gelegenen Quellen ist 9·2° C bei einer Jahresschwankung von kaum 0·4°, die der höher und östlich gelegenen, der sogenannten Kohlhuberquellen, 8·1° bei gleich geringer Schwankung.

Am Südrande des Kühberges zieht sich ein schmales Band von rhätischem Kalk hin von der isolierten Kuppe mit 600 *m* Höhe bis an den Westfuß des Neuhauser Berges. Dieser Rhätkalkpartie sind Kreidekalke aufgelagert. Der östlichste Ausläufer des Nocksteinzuges ist Kössener Mergelkalk.

Gersberg.

Der Bach, welcher den Südabhang des Kühberges entlang fließt, ist der Gersbach. Sein Tal ist eine weite Mulde, deren Talboden durchaus mit Moränenmaterial bedeckt ist; die Moräne ist an vielen Stellen der Mulde aufgeschlossen und zahlreiche erratische Blöcke,

[1]) Fugger. Das Salzburger Vorland. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Bd. 49, pag. 301—306.

besonders von Gosaukonglomerat, liegen herum. An einigen Stellen lagert über der Moräne Felsgetrümmer oder Gebirgsschutt, so längs des Abhanges des Kühberges bis etwa hinauf zum Bartlbauer, das ist südsüdöstlich der Rhätkalkkuppe, welche sich aus 675 *m* Meereshöhe erhebt, dann längs des unteren Hieselbauergrabens und des oberen Gersbaches in der Nähe von Mahdreut. Die Moräne reicht bis über Mahdreut hinauf, also in eine Höhe von ungefähr 750 *m*.

Der Gersbach bildet sich aus mehreren Gräben, welche ihren Ursprung in zirka 1000 *m* Meereshöhe an der Nordwestwand des Gaisbergkopfes haben; die einzelnen Quellen vereinigen sich dann zu zwei Bächen, von denen der nördliche als Unfried-, der südliche als Klippstockbach bezeichnet werden. Diese beiden vereinigen sich in 750 *m* Höhe zum Gersbach, welcher bei 640 und 624 *m* an der linken Seite den oberen und unteren Hieselbauergraben und unterhalb der Mündung des letzteren einen kleinen Bach am rechten Ufer aufnimmt, der direkt vom Hieselbauer herabkommt; in 545 *m* mündet von links das Endresflüßl, ein Bächlein von kurzem Laufe, bei etwa 532 *m* von rechts der obere Hauslgraben, während bei 495 *m* links der ziemlich bedeutende Bichlbäckerbach zufließt; endlich schon fast in der Talsohle — 470 *m* — mündet der untere Hauslgraben.

Außer diesen direkt dem Gersbache zufließenden Gewässern finden sich zahlreiche Quellen, welche zwischen 550 und 575 *m* entspringen und den Kaltbrunnbach bilden, und ein paar kleine unbedeutende Quellen an und unterhalb der Isohypse 500 *m*.

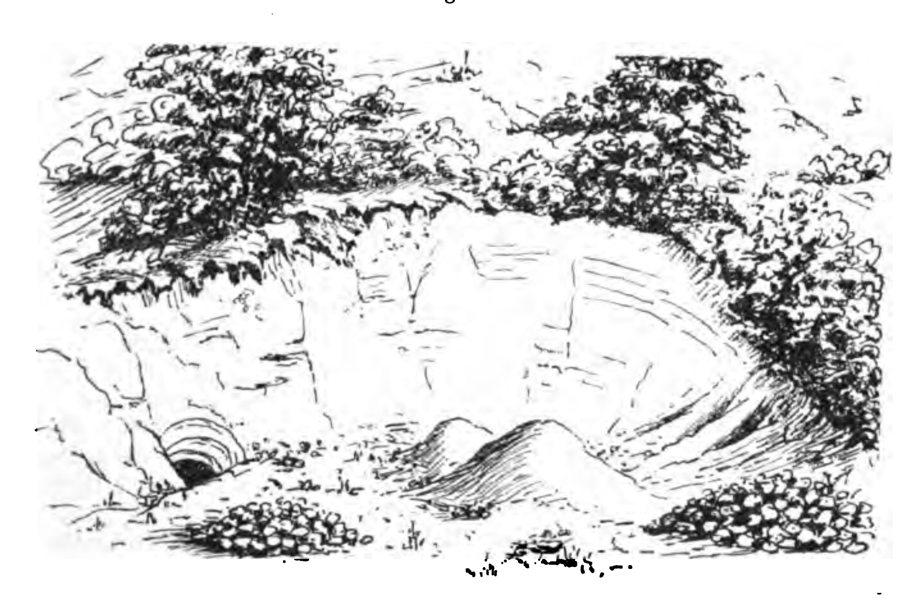
Die rechte Seite der Gersbergmulde, das ist das Südgehänge des Kühberges, wurde schon kurz skizziert. Der Kühberg endet gegen W in dem sogenannten Neuhauser Berg, einem Vorhügel, welcher durch das Schloß Neuhaus gekrönt ist. Vom Fuße dieses Hügels führt ein Fahrweg, welcher sich allmählich ansteigend um denselben herumwindet, hinauf zum Schlosse. Ganz unten am Fuße dieses Fahrweges steht rhätischer Kalk an in h 1, 2° mit 35° Einfallen gegen WNW, etwa 20 Schritte am Fahrwege weiter aufwärts tritt bereits der Hauptdolomit auf, auf welchem auch das Schloß Neuhaus erbaut ist.

Wenige Schritte vom unteren Ende der Fahrstraße gegen O trifft man auf Kreidekalke, und zwar lichte, dunkelpunktierte, kleinkörnige Kalke, welche vollkommen gleichartig sind dem Untersberger Marmor von Fürstenbrunn und Schalen von Inoceramen und undeutlich erhaltene Brachiopoden enthalten. Die Grenze zwischen Rhätkalk und Untersberger Marmor bildet eine Breccie aus rhätischen und Kreidekalktrümmern mit Bruchstücken von Inoceramenschalen; sie erreicht eine Mächtigkeit bis zu 2 *m*. Der rhätische Kalk fällt oben bei der Kapelle vor dem Schlosse unter 40° nach S, während Rhätkalk und Untersberger Marmor unten am Beginne der Fahrstraße, die zum Schlosse führt, unter 35° gegen WNW geneigt sind. Etwa 100 *m* weiter gegen O keilen sich Rhätkalk und Kreide aus und bildet wieder Dolomit die Wandfläche. Am Ostrande des Kreidevorkommens ist dem Untersberger Marmor ein Gosaukonglomerat in der Mächtigkeit von etwa 30 *cm* aufgelagert. Am Fuße der Einsenkung zwischen der ersten und zweiten Kuppe des Kühberges liegt noch

einmal auf eine kurze Strecke der Untersberger Marmor, jedoch hier direkt auf dem Dolomit. Zwischen beiden ist die Breccie eingeschaltet und der Dolomit selbst zeigt schöne Rutschflächen.

Wie schon erwähnt, besteht die erste Kuppe des Kühberges, von W her gerechnet, aus Dolomit; die zweite, welche sich über 700 *m* erhebt, gehört von 675 *m* Höhe an dem rhätischen Kalk an; die nun gegen O folgende Einsenkung läßt wieder den Hauptdolomit an die Oberfläche treten, weiterhin aber ist die Decke des Kühberges wieder nur Rhätkalk, welcher hier die nördliche und dann auch die östliche und südliche Umrahmung der Gersbergmulde bildet. Auf der isolierten Rhätkalkplatte der zweiten Kammhöhe beobachtet man die Lagerung in h 11, 4° mit 25° Einfallen nach W; etwas westlich

Fig. 1.



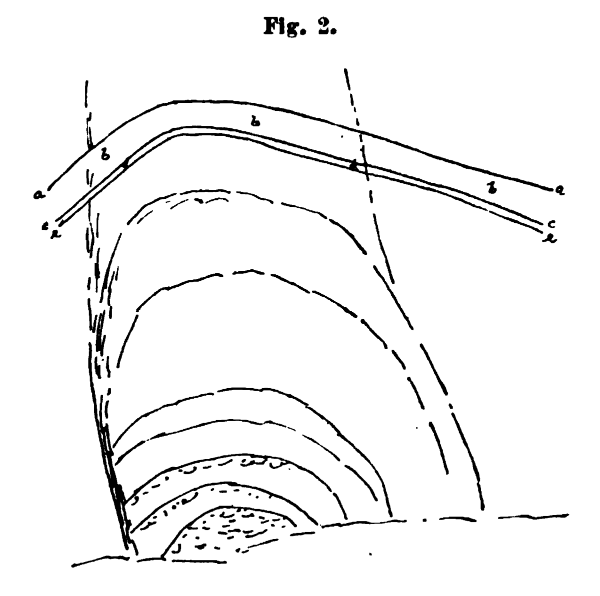
Sandgrube nächst der Villa Widmann.

von diesem Punkte stehen die Schichten senkrecht und streichen dabei von W nach O; am Wege zur Gersbergalpe in der Nähe von Mahdreut tritt eine große Kalkplatte aus dem Grasboden hervor und zeigt die Schichtung h 2, 6° mit 45° Nordwestfallen und noch weiter oben bei den Wegweisertafeln (zirka 745 *m*) h 3, 10° mit 55° Einfallen nach NW. In der Nähe der Mahdreuter Kalkplatte treten — wie schon erwähnt — auch Kössener Schichten in einem schmalen Streifen auf.

Am Fußpunkte der Fahrstraße zum Schloß Neuhaus mündet von W her die Neuhauser Straße; von diesem Punkte führt ein Fahrweg den Fuß des Gaisberges entlang zur Villa Widmann und dem Sanatorium Breyer. An diesem Fahrwege zieht sich etwa 10—15 *m*

über demselben eine Terrasse hin, die allerdings durch Bachläufe unterbrochen und ausgewaschen ist. Auf dem südlichsten Stücke dieser Terrasse liegt die Villa Widmann. An einer Stelle zwischen Fuchshof und der genannten Villa ist die Terrasse angeschnitten als Sandgrube (Fig. 1) oder richtiger Sandbruch, denn die Bodenfläche der Grube liegt in demselben Niveau wie der Fahrweg und die Uferterrasse ist in einer Höhe von 4—5 *m* vertikal abgestochen. Am südlichen Teile des Absticlies treten in der Höhe von 3 *m* drei bis vier horizontale Schichten zutage, während die tieferen Partien mit Sand überlaufen sind. Im nördlichen Teile (Fig. 2) war im Jänner 1877 eine Strecke von 2 *m* völlig glatt abgestochen und hier zeigte sich eine interessante Lagerung. Zirka 155 *cm* über dem

Fig. 2.



Schichten in der Sandgrube nächst der Villa Widmann.
Maßstab 1:27.

Boden waren deutliche Schichten zu sehen, welche unter einem Winkel von 20° nach S fielen und in der nördlichen Ecke sich bogen, um nach der entgegengesetzten Richtung etwas flacher abzufallen. Über der Schicht *a* befand sich ein ziemlich mächtiges Lager von feinem glimmerigen Sand, der nach unten allmählich in Lehm und schließlich in Ton überging, welcher sich in der Schicht *a* zu festem Gestein von 5—6 *mm* Dicke erhärtete. Die Schicht *b* war eine Lage Sand von 10 *cm* Dicke, darunter *c* Sandstein von 7—8 *mm* Mächtigkeit; die Schicht *d* zeigte 3 *cm* Sand, darunter *e* wieder Sandstein von 7—8 *mm* Dicke. Unter der Schicht *e* bis auf den Boden hinab konnte ich trotz tiefer gehender Schnitte, welche ich in die Sandwand machte, nur fest zusammengedrückten Sand, aber keinen erhärteten Sandstein nachweisen.

In der nordöstlichen Ecke der Grube war ein Loch gegraben, dessen Boden etwa 30 *cm* unter das Niveau des Fahrweges reichte, und hier traten bogenförmige, abwechselnde Lagen von feinem Schotter und Sand zutage. Die einzelnen Lagen mochten eine Dicke von 5—10 *cm* besitzen.

Die eben beschriebene Sandmasse ist von einer Moräne überdeckt, deren Mächtigkeit nicht viel mehr als 50 *cm* beträgt; über derselben liegt Schotter [1]).

Beim Fuchshofe, dem ehemaligen Wolfsgartengute, stehen im Bächlein am Wege rötliche Nierentalmergel an in h 9, 11° mit flachem Einfallen nach SW. In der Nähe des Hofes tritt eine Schwefelquelle auf, welche nach der Analyse von Dr. Rudolf Spängler vom Jahre 1856 im Liter nachstehende Bestandteile enthält:

Freie und halbgebundene Kohlensäure .	17·47 cm^3
Schwefelwasserstoff	3·50 „
Natriumchlorid	0·1389 *g*
Natriumsulfat	0·0093 „
Kalziumsulfat	0·0552 „
Kalziumkarbonat	0·1523 „
Magnesiumkarbonat	0·0703 „
Kieselsäure.	0·0040 „
Organische Substanz	0·1277 „

und Spuren von Kalium, Eisen und Tonerde.

Am Fuße der Südwand des Kühberges liegt eine reichliche Menge Bergschutt, während die eigentliche Fläche der weiten Gersbergmulde schon von 530 *m* Meereshöhe an aufwärts mit Grundmoräne bedeckt ist. In der Nähe der Grenze zwischen Schutt und Moräne treten in letzterer in der Höhe zwischen 550 und 575 *m* eine große Anzahl Quellen auf, welche von seiten der Stadtgemeinde Salzburg gesammelt und als Gersbergtrinkwasserleitung für die Stadt benutzt werden. Ihr Überwasser bildet der Kaltbrunnbach. Die mittlere Temperatur dieser Quellen beträgt 8·3° bei einer jährlichen Schwankung von 1·6°.

Der Hauptbach der Mulde, der Gersbach, tritt unterhalb des Sanatoriums Breyer bei der Villa Schmederer in die Ebene und mündet etwas oberhalb der Karolinenbrücke in die Salzach. Unmittelbar hinter der eben genannten Villa erhebt sich am linken Bachufer der Heiligenkreuzberg, ein Hügel von etwa 60 *m* Höhe, welcher aus Gosaukonglomerat besteht, welches dem Rhätkalke aufgelagert ist; letzterer tritt sowohl im bergseitigen Teile des Parkes der Villa Schmederer als auch etwas südlich vom Beginne des ansteigenden Gaisbergweges zutage. Das Gosaukonglomerat ist meist hell oder rot und enthält keinerlei Urgebirgsgesteine; das Bindemittel ist entweder tonig oder kalkig, im ersteren Falle zerfällt es leicht in seine Bestandteile und hinterläßt Rollsteine mit rotem Lehm vermengt. In den unteren Partien des Gersbaches findet man wenig Aufschlüsse;

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 136.

im unteren Hauslgraben trifft man in 500 *m* Meereshöhe Nierentaler Mergel und etwas weiter oben Glanecker Kalksandsteine; im Gersbach selbst an der Mündung des oberen Hauslgrabens oberhalb des sogenannten Steinbruchhauses, 525 bis 530 *m*, Glanecker Sandstein, gelblich, stellenweise auch mit grobem Korn, so daß er wie feinkörniges Konglomerat aussieht, dann Glanecker Mergel und schließlich Nierentalmergel, gleich darauf ist wieder die Moräne angeschnitten; bei 580 *m* treten im Bachbett und am Ufer einige Meter Glanecker Schichten auf, dann, diese überlagernd, wohlgeschichtete Flyschbänke, konkordant mit den Glanecker Schichten in h 7 mit 40° südlichem Einfallen [1]). Die Flyschbänke lassen sich etwa 130 *m* weit bachaufwärts verfolgen und dann befindet man sich in dem alten Steinbruche am rechten Bachufer, der in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts in Betrieb war. Das Liegende bilden Flyschmergel, darüber liegen Flyschsandsteine, fein- und grobkörnig in dünnen Platten, und über denselben graue und rote Nierentalmergel. Auf den Flyschplatten findet man Chondriten, Kohlensplitter und Flyschwülste. Das Vorhandensein von Kohlensplittern hatte sogar einen Schurfbau veranlaßt, der jedoch wieder aufgelassen wurde, nachdem man einen Stollen von 26 *m* Länge eingetrieben hatte. Westwärts vom Steinbruche treten unter den Nierentaler Mergeln direkt die Glanecker Mergelkalke auf; letztere sind in den oberen Lagen sandig und reich an Fragmenten von Inoceramenschalen, in den unteren Lagen breccienartig.

Am obersten Rande des Steinbruches, etwa 660 *m* über dem Meeresspiegel, war im Jahre 1883 [2]) eine Seitenmoräne auf mindestens 15 *m* Länge in 2 *m* Mächtigkeit entblößt; sie enthielt grobe, wenig abgerundete, aber vielfach gekritzte Steine mit Dimensionen von 40 und 50 *cm*; besonders interessant war ein Block von Gosaukonglomerat von mehr als einem Kubikmeter Inhalt mit ausgezeichneten Gletscherschliffen.

An der Mündung des unteren Hieslbauergrabens in etwa 620 *m* Höhe stehen wieder Glanecker Schichten an, welche sich in diesem Graben 10 bis 15 *m* weit aufwärts verfolgen lassen, dann aber wieder mit Schutt bedeckt sind bis zur Höhe von 700 *m*, wo bereits der rhätische Kalk ansteht, welcher hier in h 11, 10° streicht und steil (unter 70°) nach W fällt. Gegenüber der Mündung lagern am rechten Ufer des Gersbaches Nierentaler Mergel mit 35° Verflächen gegen N, wenige Schritte weiter oben fallen sie nach S.

An der Mündung des oberen Hieslbauergrabens zeigen sich reichlich Kalksinterbildungen.

Oberhalb des Hieslbauergutes zweigt vom Gersbergwege ein Weg rechts ab und führt dann eine Brücke über den Gersbach. An dieser Stelle ist der rhätische Kalk im Bachbette bloßgelegt, er fällt hier fast genau nach N. Weiter aufwärts im Gersbach liegt nur Felsschutt, der Moränenboden der Mulde ist ringsherum von Rhätkalk eingeschlossen. In der Höhe von 730 *m* hört hier auch die

[1]) Salzburger Vorland. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Bd. 49, pag. 419.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 137.

Moräne auf und der Bach fließt nur mehr im Kalk, welcher nun unter 20—30° nach S einfällt.

Wie schon bemerkt, vereinigen sich in 750 *m* Höhe der Klippstock- und Unfriedgraben; in letzterem ist die Lagerung des rhätischen Kalkes bei 775 *m* h 6, 10° mit 25° südlichem Einfallen, bei 780 *m* dagegen in h 2 mit 40° Fallen nach NW. Im Klippstockgraben steht bis etwa 810 *m* Höhe der Rhätkalk an, dann wird er von Glanecker Mergeln überlagert von fast knolligem Aussehen mit Inoceramen, 10 *m* höher sind dieselben sehr reich an Versteinerungen. Es wurden hier bisher gefunden und von Dr. A. Bittner bestimmt:

Magas nov. spec.
Terebratella (Kingena) Caroli magni Bittner
Exogyra spec.
Inoceramus spec.
Psammobia Suessi Zittel (?)
Pinna cf. cretacea Schloth.
Pinna spec.
Caprina Aguilloni d'Orb. (?)
Sphaerulites angeoides Lap.
Actaeonella conica Mü.
Actaeonella spec.
Nerinea spec.

Trümmer von Gosaukonglomerat liegen hier noch in Menge herum. In der Höhe von 825 *m* tritt bereits der Hauptdolomit auf.

Von der Gersbergalpe führt ein Weg in zahlreichen Serpentinen hinauf zum Gipfel. Der Weg hält sich immer in der Nähe des rechten Ufers des Unfriedgrabens und zugleich an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Rhätkalk; bei zirka 800 *m* steht noch der rhätische Kalk an, dann folgt Dolomit gegen O und Rhätkalk gegen W; von etwa 1200 *m* Höhe aufwärts befindet man sich auf dem Wege wieder auf rhätischem Kalk, welcher nach h 11 streicht und unter 30° nach WSW fällt.

Die linke Seite der Gersbergmulde von der Stelle, wo der Gersbach in der Meereshöhe von 730 *m* in dieselbe eintritt, bis fast zur Einmündung des Bichlbäckerbaches wird von rhätischem Kalk eingeschlossen, nur in der unteren Partie tritt zwischen der Höhe von 670 *m* bis hinab gegen 540 *m* unter dem Kalke ein Dolomitstreifen als niedere Felswand zutage; der Dolomit ist stellenweise arg verdrückt, an anderen Stellen dagegen deutlich geschichtet. Der Kalk fällt unten rein W mit etwa 25° Neigung.

Es scheint hier eine Bruchlinie von W nach O vorhanden zu sein; nördlich derselben und parallel zu ihr liegt in einer Breite von höchstens 20 *m* unten ein sehr feines, glaukonithältiges Konglomerat, welches weiter nach aufwärts in das gewöhnliche Gosaukonglomerat

übergeht. Dieses reicht nur bis in die Höhe von 585 *m* hinauf; weiterhin lagert wieder Moräne. Nahe dem oberen Ende der Konglomeratwand entspringt das sogenannte Endresflüssel.

In der Nähe der Bichlbäckermühle mündet am linken Ufer des Gersbaches der Bichlbäckerbach; dieser entspringt südlich der Kapaun oder des Winterskernes, einer kleinen Hochfläche (851 *m*), welche fast rein westlich vom Gaisberggipfel liegt, im Walde; seine Quellen sind die sogenannten Sieben Brunnen in der Meereshöhe von 620 bis 640 *m*, welche direkt aus dem rhätischen Kalke entspringen und sich in der Höhe von 600 *m* zu einem Bache gesammelt haben, der erst bei 525 *m* in das Moränenterrain eintritt. Die Kalke streichen bei den Quellen in h 6—7 und fallen unter einem Winkel von beiläufig 60° nach S. Zwischen diesen Quellen und der Kapaun, an welcher ebenfalls der rhätische Kalk ansteht, zieht sich ein mächtiger Streifen Gosaukonglomerat herüber, der in einzelnen getrennten Partien noch bis in die Nähe des Gersbaches in der Höhe von 725 *m* reicht und von welchem noch ein Stück oberhalb der Gersbergalpe angetroffen wird.

Der rhätische Kalk, welcher die Basis des Heiligenkreuzberges bildet, ist an der Südseite des letzteren nur auf eine kurze Strecke sichtbar, dann beobachtet man an dem Wege, der am Fuße des Gaisberges südwärts zieht, wo überhaupt der Fels zutage tritt, nur mehr das Gosaukonglomerat. Am Fußpunkte der Gaisbergbahn zeigt das grobe Konglomerat Zwischenlagen von feinem Konglomerat, Kalken und Tonmergel.

Der Judenberggraben.

Im nächsten Graben gegen S, dem Judenberggraben, südlich von der unteren Partie der Gaisbergbahn, stehen Gosaukonglomerate an, die allerdings häufig mit Schutt oder Moräne bedeckt sind. Sie reichen bis in die Meereshöhe von 650 *m* und steigen von hier gegen S immer höher an. Bei der Station Judenbergalpe (735 *m*) und oberhalb derselben führt die Bahnstrecke stets durch dieses Konglomerat. Dagegen steigen unmittelbar ostwärts der Judenbergalpe aus etwa 750 bis 760 *m* Höhe die rhätischen Kalkwände steil empor, welche bis zum Gipfel hinanreichen.

Gänsbrunn.

Bei Gänsbrunn am Fuße des Gaisberges wurde wenige Meter über der Ebene in den siebziger Jahren des vorigen Jahrhunderts ein Stollen begonnen und nach und nach bis weit über 300 *m* tief in den Berg eingetrieben, in vollkommen geradliniger Richtung nach h $7^1/_2$ mit nur so viel Gefälle nach auswärts, als zum Abflusse des Wassers gerade notwendig ist. Bei einer Befahrung des Stollens im Mai 1883 notierte ich nachfolgende Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse [1]):

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 231—233.

Mundloch Meter	
20	Trümmer von Gosaukonglomerat
33	Konglomerat und Mergel, unregelmäßig gelagert
20	oben Konglomerat, unten Sandstein und Mergel, wenig gegen W geneigt
0·1	roter Letten
16	Sandstein und Mergel in gleicher Neigung
67	grauer Mergel in h 1, 8° mit 28° Einfallen nach WSW
7	Konglomerat
0·05	grauer Letten
3·5	Mergel mit Einschluß von Blättern, 166·6 *m* vom Tage
8	Mergel, Blätter und Schnecken, 174·65 *m* vom Tage
9·5	Mergel, Schnecken und *Unio cretaceus*, 184·55 *m* vom Tage
0·04	Kohle
34	Mergel mit Sandsteinnestern
0·08	Letten
6	Konglomerat
0·1	roter Letten
1	Konglomerat in h 3, 8° mit 28° Einfallen nach SW
0·1	grauer Letten
1·3	Mergel
0·3	Sandstein
13	Konglomerat
0·1	Letten in h 2, 8° mit 30° Einfallen nach SW
9	Mergel
0·1	Kohle
11	Mergel. Einlagerung von Schnecken, 249·67 *m* vom Tage
0·8	roter Sandmergel
0·05	rötlicher Tonmergel
4	grauer Sandstein
0·1	Mergel
7	Sandstein und Mergel. In dieser Schicht trat, 272·6 *m* vom Tage, Bitterwasser auf
3	Sandstein und Mergel mit Blättern und Schnecken
0·3	roter Sandmergel in h 0, 7° mit 28° Einfallen nach W
18	Konglomerat
0·5	roter, dünnschichtiger Mergel
6·5	Konglomerat in h 0 mit 30° Einfallen nach W
7·7	rötlichblaugraue Mergel
0·1	Mergel mit Kohlensplittern und *Bulimus spec.*, 309·17 *m* vom Tage
2·5	Mergel. In diesem Mergel wurde, 311·2 *m* vom Tage, etwas Salzwasser angebohrt
24	rötliche Mergel
0·1	Mergelschichte mit *Bulimus*-Arten und *Helix Aigenensis Tausch*, 335·77 *m* vom Tage
2	bläuliche Mergel
—	Konglomerate. Feldort im Juni 1883.

Die in den Mergeln vorgefundenen Süßwasserkonchylien wurden von L. Tausch[1]) beschrieben:

Helix Aigenensis Tausch
Bulimus Fuggeri Tausch
„ *Juvaviensis Tausch*
Megalostoma Juvaviense Tausch
„ *Fuggeri Tausch*

„Landschnecken, wie sie wohl sonst nirgends in der alpinen Gosauformation bekannt sind" (Bittner); dazu der schon genannte

Unio cretaceus Zittel.

An Blättern fand sich:

Geinitzia cretacea Endl.
Flabellaria longirrhachis Ung.
Pterophyllum cretaceum Reich.
Cunninghamites Oxycedrus Sternb.
Parrotia Fuggeri Stur

und viele noch unbeschriebene Formen.

Die Konglomerate sind sehr hart und reich an roten Hornsteinen, das Bindemittel ist häufig grün gefärbt und gibt dem Gesteine im geschliffenen Zustande ein sehr hübsches Aussehen. Die Mergel sind meist grau, kalkig und im Berge ziemlich hart, zerfallen jedoch an der Luft sehr rasch; die Schnecken dagegen sind im Stollen äußerst gebrechlich und erhärten erst im Freien.

Das Bitterwasser, 272·6 *m* vom Tage, auf welches ein kurzer Seitenstollen eröffnet wurde, gab in 12 Stunden nur 1 *hl*, war klar, ohne merkliche Gasentwicklung; der Geschmack war salzigbitter, die Reaktion neutral, die Dichte 1·0172 bei 15° C, es hatte — am 22. Juni 1880 — eine Temperatur von 10·4° bei 11·5° Lufttemperatur im Stollen, enthielt im Liter 0·144 *g* gleich 73·3 cm^3 freie Kohlensäure und 17·440 *g* fixen Rückstand. Dieser bestand zufolge meiner Analyse aus:

	Prozent
Natrium	19·4
Kalzium	2·7
Magnesium	5·1
Eisenoxyd	2·1
Tonerde	1·0
Chlor	28·5
Schwefelsäure (SO_4)	39·8
Kohlensäure (CO_3)	0·5
Kieselsäure	0·3
Organische Substanz	0·6
Zusammen	100·0

[1]) Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, Bd. 14, Nr. 1, pag. 26—28, Taf. II u. III.

Das Salzwasser, welches 311·2 *m* vom Tage erbohrt wurde, aber sehr wenig ergiebig war, hatte 22·54 pro mille Rückstand, enthielt viel Natrium und Kalzium, sehr wenig Magnesium, eine Spur von Eisen und Tonerde, viel Chlor und sehr wenig Schwefelsäure.

Interessant ist die Änderung in der Menge des Rückstandes, welche das Bitterwasser zu verschiedenen Zeiten zeigte. Das Wasser, dessen quantitative Analyse gemacht wurde, war am 5. Juni 1880 geschöpft worden, die übrigen später entnommenen Proben schöpfte ich selbst.

	Rückstand im Liter
5. Juni 1880	17·44 *g*
22. Juni 1880	16·34 „
16. Juli 1880	6·525 „
22. Juli 1880	5·895 „
25. August 1880	13·54 „
2. September 1880	6·44 „
10. September 1880	13·80 „
12. Oktober 1880	11·86 „
10. November 1880	11·58 „
12. Februar 1881	4·425 „
12. April 1881	7·78 „
30. April 1881	4·415 „
2. Juni 1881	9·373 „
11. Juni 1881	4·525 „
25. Juni 1881	9·315 „
27. Juni 1881	9·345 „

Ich habe mich bemüht, einen Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Konzentrationsgrades dieses Wassers mit der Menge der Meteorwässer zu finden, aber trotzdem ich die Niederschläge von 1, 2, 4, 8 und mehr Tagen damit in Vergleich setzte, erhielt ich kein zufriedenstellendes Resultat.

Die zwei im Stollen vorgefundenen Kohlenbänder von 4 und 10 *cm* Mächtigkeit bestehen aus einer glänzend schwarzen Kohle, welche reichlich mit feinen Adern von Arsenkies durchzogen ist.

Gänsbrunner Graben.

In nächster Nähe des eben beschriebenen Stollens tritt der Gänsbrunner Bach in die Ebene hinaus. Etwa 20 *m* über der Ebene sind rötliche Nierentaler Mergel bloßgelegt, welche zu allerlei kleinen Töpferarbeiten verwendet werden, die dann unter dem Namen von Waren aus „Gaisbergerde“ in den Handel kommen. Diese Gaisbergerde hat, bei 200° erhitzt, nachstehende Zusammensetzung:



	Prozent
Kalziumkarbonat	31·24
Magnesiumkarbonat	2·68
Aluminiumoxyd	6·96
Eisenoxyd	8·83
Kaliumsilikat	0·68
Kieselsäure	10·79
unlöslich	33·80
Summe	99·98

Weiter hinauf im Graben folgt grobes Gosaukonglomerat; etwa 20 *m* höher tritt ein feinkörniges Konglomerat auf in h 5 mit 44° Einfallen nach NNW; dann folgt wieder grobkörniges. Weiter oben beobachtet man abermals das feinkörnige Konglomerat, anfangs ununterbrochen, weiterhin aber mit wiederholten Einlagerungen eines Sandsteines. Nach einigen hundert Schritten steht am rechten Ufer eine Wand des groben Konglomerats von 40 *m* Länge und 10 *m* Höhe, welcher ein roter Kalkstein eingelagert ist. Nach längerem Steigen über bedecktes Terrain trifft man wieder auf das grobe Konglomerat, dann folgt ein Sandstein in h 12, 8° mit 30° Einfallen gegen W und abermals eine Wechsellagerung von feinerem und gröberem Konglomerat; endlich am linken Ufer eine Konglomeratwand mit Sandsteinlagen. Weiter oben trifft man auf Mergel mit Schnecken und Pflanzenresten, der mit dem Konglomerat wechsellagert, welches die vorher angegebene Lagerung mit westlichem Einfallen beibehält. In ungefähr 600 *m* Meereshöhe vereinigen sich die beiden Arme des Gänsbrunner Baches und wenig weiter oben ist der Boden vollkommen mit Moräne bedeckt.

Aigener Gräben.

Im Aigener Bache, dessen Quellen nahe unter dem Kamme der Gaisbergfager zwischen Rauchenbichl und Zistelalpe liegen und welcher den schönen Park von Aigen bewässert, bei der ehemaligen Eisenbahnstation Aigen den Glasbach aufnimmt und mit diesem vereint als Aubach in nordwestlicher Richtung weiterfließt und schließlich in den Gersbachkanal mündet, beobachtet man — außer zahlreichen losen Felstrümmern — nur Gesteine der Gosauformation. Unten lagert Konglomerat; in dasselbe ist hie und da Sandstein nesterartig eingelagert. Beim „überhängenden Fels", etwa 480 *m* über dem Meere, im Park beobachtet man Sandsteine und Mergel; letztere führen Kohlenschmitzen und schlecht erhaltene Exemplare von *Unio cretaceus Zittel*; die Schichten des Mergels streichen in h 2, 10° und fallen unter 15—20° nach SW. In 489 *m* Höhe ist dem Konglomerat wieder Sandstein eingelagert, ebenso bei 505 *m*; weiter aufwärts treten sandige Mergel auf, dann wieder Konglomerate als Hauptmasse mit einzelnen Sandsteinzwischenlagen. Streichen und Fallen bleiben unverändert. Bei 535 *m* tritt im Konglomerat eine Mergelschicht von 4 *m* Mächtigkeit auf, Sandsteinlagen sind nicht selten. Mergelschichten fand ich weiter oben nur noch in den Höhen von 590, 630 und 685 *m*,



sonst bildet das Konglomerat die herrschende Gesteinsart, welche bis zur Kammhöhe reicht, aber an manchen Punkten bis zur Meereshöhe von 865 *m* von Moräne überdeckt ist.

Der Speckbach entspringt in beiläufig 800 *m* Höhe unterhalb des Fagerkammes zwischen Rauchenbichl und Obereck, fließt in ziemlich gerader Richtung zu Tal und mündet nahe dem Schlosse Aigen in den Aigener Bach. Längs seines Laufes zeigt er dieselben geologischen Aufschlüsse wie der Aigener Bach, mit dem alleinigen Unterschiede, daß die Mergellagen in demselben viel seltener auftreten. Den höchst gelegenen Moränenrest traf ich hier in 730 *m* Höhe.

Der langgestreckte, niedrige, isolierte Hügel, welcher sich im Aigener Park zwischen Aigener und Speckbach von N nach S zieht, besteht ebenfalls aus Gosaukonglomerat.

Der Glasbach — nicht zu verwechseln mit dem benachbarten Glasenbach — hat seine Quellen in der Nähe des Obereck (872 *m*) und erhält aus der Mulde unterhalb desselben zahlreiche Zuflüsse. In der Ebene angelangt, fließt er seitwärts der Ortschaft Glas in der Richtung nach NW und mündet in den Aubach. Auch im Graben dieses Baches beobachtet man fast nur Gosaukonglomerat anstehend, Sandstein selten, Mergel gar nicht; die Mergel scheinen sich also gegen S auszukeilen.

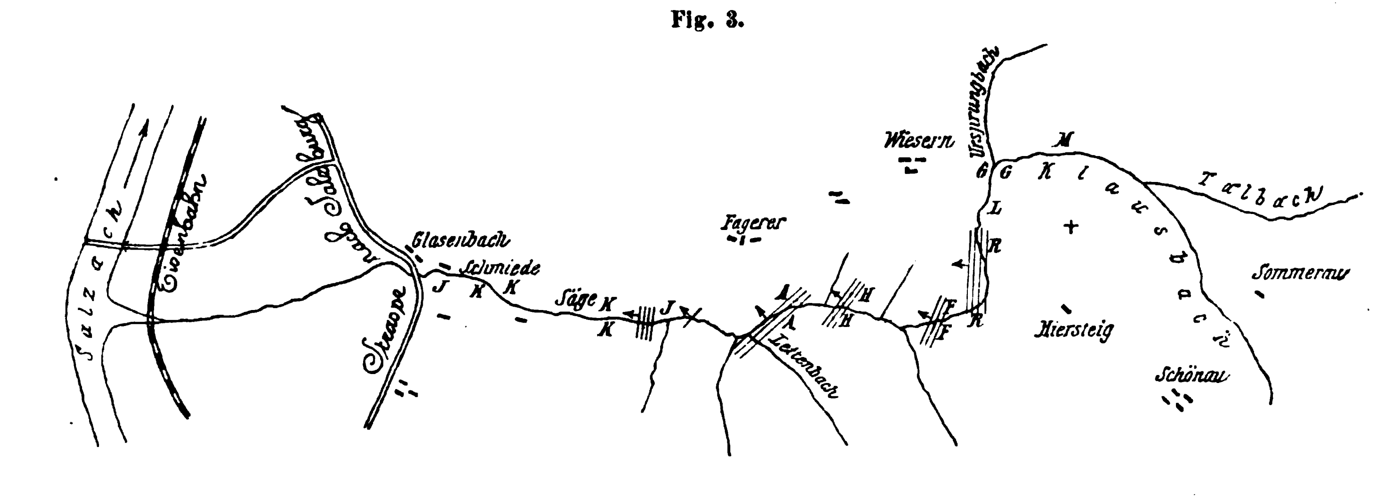
Der Glasenbach.

Von hervorragendem Interesse ist der Glasenbach, welcher den Gaisberg von seinem südlichen Nachbar, der Elsbather Fager, trennt; er bildet sich aus zwei Bächen, dem von N kommenden Ursprungbache, welcher in der Talmulde zwischen Gaisbergfager und Mairhofberg entspringt, und dem Klausbache, welcher aus einer Sumpfwiese zwischen Elsbather Fager und Schwarzenberg abfließt. In früherer Zeit war der Glasenbachgraben, der eine enge Schlucht darstellt, nur sehr unbequem zugänglich; nachdem aber im Jahre 1882 eine Straße den Bach entlang an dessen linkem Ufer im Graben gebaut worden war, ließ sich das dadurch aufgeschlossene geologische Profil ohne Beschwerde studieren.

Dort, wo die Halleiner Straße den Bach überbrückt (Fig. 3), stehen im Bachbette rote Kalke hervor, die dem Hornsteinjura angehören. An beiden Bachufern steigt das rote Gosaukonglomerat empor[1]), welches gleich innerhalb der Säge eine Art Klamm bildet. Zwischen Brücke und Säge sind dem Konglomerat an einer Stelle sehr dichte, geschichtete Kalksandsteine von roter bis braunroter Farbe eingelagert; ihre Mächtigkeit beträgt 2 *m*, die Lagerung ist in h 6 mit 30° Einfallen nach N. Hierauf folgt wieder 23 *m* Konglomerat, dann 7 *m* rote Mergel mit Pholadengängen, dann wieder Konglomerat. Dieses fällt hier unter 37° gegen W. Es enthält keinerlei Urgebirgsgesteine, die Rollsteine sind fast durchaus hell gefärbt und

[1]) Fugger und Kastner. Studien und Beobachtungen. 1884. — Fugger. Salzburg und Umgebung. Führer zum Geologen-Kongreß 1903. — Derselbe. Erläuterungen zur geol. Karte der österr.-ungar. Monarchie: Salzburg, SW-Gruppe 9.

Fig. 3.



Der Glasenbach.

Maßstab 1:25.000.

M = Moräne.
G = Glaziales Konglomerat.
L = Liegendmoräne.
K = Gosaukonglomerat.
J = Jurassische Hornsteinschichten.

A = Adneter Schichten. }
H = Hornsteinkalke. } Lias.
F = Fleckenmergel. }
R = Kössener Schichten.

stellenweise sehr groß, Stücke von 30 *cm* Durchmesser sind gar nicht so selten; das Bindemittel ist meist rot gefärbt.

Etwa hundert Schritte hinter der Sägemühle beginnt die eigentliche Schlucht, welche die schönen Konglomeratwände auf eine Strecke von zirka 300 Schritten entblößt, anfangs als durcheinander geworfene und abgerutschte riesige Blöcke, welche an manchen Stellen prachtvolle Rutschflächen zeigen; weiterhin als kompakte, ungeschichtete Massen. Unter dem Konglomerat treten nun rote und graue dichte Mergel, Mergelkalke und Kalke in Platten von 10—40 *cm* Dicke auf. Sie gehören dem Hornsteinjura an und streichen im allgemeinen von N nach S und fallen nach W; nach den ersten 57 Schritten von der Grenzschicht zwischen Gosaukonglomerat und Jura — die im folgenden angeführten Schrittzahlen haben ihren Anfangspunkt bei dieser Grenzschicht — fallen sie jedoch unter 33° gegen NW, 4 *m* weiterhin wieder nach W. Am rechten Ufer sieht man das Kreidekonglomerat in großer Mächtigkeit die Kalkplatten überlagern. Bei 211 Schritten Entfernung beobachtet man in den Kalkplatten schöne Knickungen und Biegungen auf eine Strecke von 20 *m*. Von 268 *p* (*p* = Schritte) ab liegen die Kalkplatten wieder regelmäßig geschichtet in h 3 und fallen unter 15° nach NW. Sie sind an dieser Stelle sehr hornsteinreich und geben mit dem Hammer Funken. Weiterhin sind beide Ufer mit Vegetation bedeckt. Bei 355 *p* zeigt sich eine Einlagerung von knolligen Kalken von etwa 3—4 *m* Mächtigkeit und dann folgen wieder die grauen und roten Mergel, Mergelkalke und Kalke in Platten von 8—12 *cm* Dicke, von 518 *p* ab werden die Kalke mergeliger und schiefriger, bei 558 *p* findet man Fucoiden in grauem Mergel.

574 *p* oberhalb der vorher bezeichneten Grenzschicht befindet sich die Brücke über den Lettenbach, einen linkseitigen Nebenbach des Glasenbaches. Unmittelbar bei der Brücke beobachtet man im Bache und am rechten Ufer die roten und grauen plattigen Kalke, am linken Ufer sind sie verdrückt und enthalten Hornsteinknollen und Erzspuren. Wenige Schritte von dieser Brücke befinden wir uns an der Grenze gegen den Lias.

In den Jurakalken des Glasenbaches wurden bisher nur einige schlecht erhaltene Exemplare von *Perisphinctes* und *Simoceras* sowie einige Aptychen und ein Belemnit gefunden.

Unmittelbar nach der Brücke steigt zwischen Glasenbach und Straße ein Fels auf von etwa 10 *m* Länge und hier beginnen die Adneter Kalke; am rechten Ufer reichen die Hornsteinkalke noch 100—120 *p* weiter. Die Adneter Kalke zeigen sich hier als dichte, dann knollige, konglomeratartige, rote und graue Kalke und Mergel. 800 *p* von der Grenze zwischen Gosaukonglomerat und Jurakalk treten manganhaltige Mergel und kleinkörnige Mergelkonglomerate mit Psilomelan-Ausscheidungen, dann Mergelschiefer mit Grünerde, Eisenkies und Algenresten durch etwa 15 *m* auf; dann folgt (bei 820 *p*) wieder knolliger, konglomeratartiger, grauer Kalk mit zahlreichen Schliffflächen und mit Einschlüssen von grauen Kalkbrocken und Hornsteinsplittern, wechsellagernd mit dichten grauen Kalken.

Weiterhin (bei 834 *p*) folgen graue und rote mergelige Kalke mit unregelmäßigen Wülsten und mit Roteisenerz.

887 *p* am linken Ufer kein Aufschluß, am rechten graue und rote, dichte, plattige Kalke mit Hornstein.

909 *p* am rechten Ufer eine 2 *m* mächtige Bank eines konglomeratartigen Kalkes, darunter wieder Platten.

934 *p* treten auch am linken Ufer die plattigen Kalke direkt am Bache auf durch 44 *p*, unter ihnen kommen die roten konglomeratartigen, knolligen Kalke zutage durch 18 *p*, dann steigen die Platten auch wieder an der Wand der Straße nach aufwärts. Nun folgen Wechsellagerungen von dichten und konglomeratartigen, roten Kalken.

1070 *p* graue hornsteinführende Kalke.

1123 *p* am rechten Ufer wird die Wand von einem Bächlein überflossen, welches dieselbe auf eine Strecke von mehr als 20 *m* Breite mit Kalktuff überkleidet. Oberhalb des Kalktufflagers folgen am rechten Ufer die eigentlichen roten Adneter Ammonitenkalke, darunter graue dichte Kalke mit Hornstein.

1133 *p* am linken Ufer ist eine Schicht von rotem konglomeratartigen Kalk eingelagert, dann folgen wieder die grauen plattigen Kalke.

1155 *p* knolliger Kalk.

1172 *p* eine Einlagerung von rotem Mergel, $^1/_2$ *m* mächtig.

1276 *p* am rechten Ufer ein grauer Kalk mit Einschluß von fremden Rollsteinen, 2 *m* mächtig, also ein Konglomerat mit sehr viel Kalkmasse als Bindemittel; die Rollsteine sind ebenfalls vorherrschend Kalke.

1291 *p* am rechten Ufer lagern knollige Kalke mit Hornsteinknollen, welche wieder Kalkknollen einschließen; darunter das Kalkkonglomerat, welches bei 1276 *p* ansteht.

1294 *p* dicke, dichte, graue Kalke von muscheligem Bruch mit mergeligen Zwischenlagen.

1314 *p* graue Knollenkalke.

Hier dürfte die untere Grenze der Adneter Kalke liegen. In den Adneter Schichten des Glasenbaches wurden bisher nachstehende Petrefakten gefunden:

Crinoiden.
Verschiedene, aber nicht häufig vorkommende Brachiopoden.
Pecten textorius Schloth.
Inoceramus spec.
cf. Nucula Hammeri Qu.
Pleurotomaria spec.
Nautilus aratus Qu.
„ *intermedius Sow.*
„ aus der Gruppe des *N. striatus Sow.*
Phylloceras Capitanei Cat.
„ *cf. frondosum Reyn.*
„ *Geyeri Bon.*
„ aus der Gruppe des *P. stella Sow.* und andere Arten
Racophyllites libertus Gemm.

Lytoceras cf. fimbriatum Sow.
„ spec.
cf. Oxynoticeras Grenoughi Sow.
Amaltheus margaritatus Montf.
Aegoceras capricornu Schloth.
„ centaurum d'Orb.
„ natrix Qu. (*Hauer*)
Harpoceras Boscense Reyn.
Atractiten.
Belemnites elongatus Qu.
„ spec.
Haifischzähne und manche Problematica.

Die folgenden Aufschlüsse gehören den Psilonoten-Schichten an.

Bei 1325 *p* lagern graue dichte Kalke mit Hornstein.

1369 *p* am rechten Ufer treten in den Hornsteinkalkbänken Mergelzwischenlagen auf, in welchen *Ichthyosaurus*-Zähne und Schädelknochen sowie zahlreiche Ammoniten und einige Brachiopoden gefunden wurden.

Weiterhin folgt grauer Mergel mit einzelnen Zwischenlagen von Kalkplatten, 8—10 *m* mächtig, durch 84 *p*.

1483 *p* am rechten Ufer werden die Mergel wieder von Kalkplatten unterteuft; die Hornsteinkalke reichen normal gelagert bis 1537 *p*. Hier zeigt sich am rechten Ufer eine große wiederholte Knickung und Verwerfung, welche bis 1587 *p* reicht. Weiterhin ist das Terrain auf eine längere Strecke ohne Aufschluß.

In den Hornsteinkalken wurden gefunden:

Rhynchonella spec.
Terebratula punctata Sow.
Waldheimia cf. perforata Piette
Ostrea spec.
Lima gigantea Sow.
Avicula cygnipes Phil.
Nautilus spec.
Phylloceras cf. glaberrimum Neum.
„ stella Sow.
cf. Euphyllites Struckmanni Neum.
Psiloceras calliphyllum Neum., normale und hochmündige Form
„ Johnstoni Sow.
„ aff. Johnstoni Sow., sowie eine Zwischenform zwischen *P. Johnstoni* und *calliphyllum*
„ Naumanni Neum.
„ planorbis Sow.
„ aff. subangulare Neum.
Ichthyosaurus spec. Zähne und Schädelknochen.

Eine neue Gesteinserie, Fleckenmergel, beginnt 1662 *p* von der Grenze zwischen Gosaukonglomerat und Hornsteinjura, graue mergelige Kalke, welche eine sehr kurze Strecke von wenigen Schritten am linken Ufer bloßliegen.

Bei 1722 *p* sind sie wieder anstehend als graue, oberflächlich großknollige Mergelkalke in Platten von 15—25 *cm* Dicke.

Bei 1751 *p* trifft man Fucoiden in den Mergelkalken. Sie sind ziemlich reich an Versteinerungen als:

Terebratula punctata Sow.
Phylloceras Nilssoni Hébert
„ *cf. Partschi Stur*
„ *stella Sow.*
Oxynoticeras cf. Guibalianum d'Orb.
Arietites ceratitoides Qu.
„ *Hierlatzicus Hauer*
„ *raricostatus Ziet.*
„ *cf. semilaevis Hauer*
„ *Scipionianus d'Orb.*
Atractiten
Belemniten
Fucoiden.

Bei 1780 *p* beginnen lichte, bräunliche und graue Kalke, versteinerungsleer, zuweilen bituminös, welche wahrscheinlich rhätisch sind und den Kössener Schichten angehören.

Bis 1807 *p* hat die Straße die Richtung von W nach O; hier, wo der Bach seine nordsüdliche Richtung in die ostwestliche umbiegt, wendet sich auch die Straße senkrecht zu ihrer bisherigen Richtung nach N und zieht längs des Baches und der Schichtflächen des grauen, großknolligen Kalkes hin, welche genau von S nach N streichen und unter 30° nach W einfallen.

Kurz bevor die Straße sich abermals gegen O wendet, sind die Kalke, 570 *m* über dem Meere, durch eine Moräne bedeckt, welche von einem interglazialen Konglomerat überlagert wird. Diese Liegendmoräne war im Jahre 1884 noch auf eine Strecke von 30 *m* sichtbar und zeigte an einigen Stellen eine Mächtigkeit von fast 10 *m*; gegenwärtig ist sie durch eine Mauer verdeckt. Über dem Konglomerat, welches an beiden Ufern sichtbar ist, tritt weiter oben im Graben eine jüngere Moräne auf, welche insbesondere an der Brücke, wo die Straße den Bach verläßt, 600 *m* über dem Meere, außerordentlich schön bloßgelegt ist.

Der Glasenbach sowohl wie alle die anderen vorher beschriebenen, nach W fließenden Bäche haben jeder seinen Schuttkegel mehr oder weniger weit in die Ebene vorgeschoben.

Das Tal zwischen Gaisberg und Gurlberg

führt die von den Berggehängen kommenden Gewässer in zwei verschiedenen Rinnen ab, von denen die eine, der Mairhofbach, nach O in den Almbach, die andere, der Ursprungbach, nach S in den Glasenbach abfließt. Der erste der beiden Bäche entwässert das Tal im N (die Ortschaft Oberwinkel), der andere im S (die Ortschaft Vorderfager). Die Wasserscheide zwischen beiden Bächen liegt beim Kirchbaumer, 791 *m*. Das ganze Tal ist von Moräne bedeckt; diese reicht in seinen äußeren südlichen Partien etwa bis 750 *m* an beiden Talwänden hinauf; je weiter man aber nach N kommt, desto höher steigt sie an der Ostseite der Gaisbergfager empor, bei den Bauernhöfen Grünwald und Huber bis 880 *m* und in der Mulde nordöstlich der Zistelalpe vermischt sie sich bereits mit dem dort auftretenden Gebirgsschutte und endet hier in einer Meereshöhe von mehr als 1000 *m*. Von hier senkt sie sich gegen O allmählich wieder zu Tal, um in der Schlucht zwischen der Gipfelhöhe 905 *m* des Klausenberges und dem Nordgehänge des Mairhofberges zu enden.

Oberhalb der Moränengrenze tritt längs der ganzen Ostseite der Gaisbergfager der graue rhätische Kalk zutage, reicht aber nirgends auf den Kamm hinauf; er überschreitet die Isohypse 900 *m* nur unmittelbar in der Nähe der Zistelalpe, von welcher die Gaisbergfager gegen S abzweigt. Auf der Kammhöhe derselben lagert überall das Gosaukonglomerat als unmittelbare Decke des Rhätkalkes.

Das Bett des Ursprungbaches ist an einzelnen Stellen mit Moränensteinen erfüllt, welche derart durch Kalksinter miteinander verbunden sind, daß sie ein festes, zusammenhängendes Gestein zu sein scheinen und eine Art jüngster Konglomeratbildung zeigen. In der engen Schlucht des Baches, nahe seiner Mündung in den Glasenbach, ist die Moräne weggeschwemmt und stehen graue und graurote Hornsteinjurakalke in gewundener Stellung an, meist mit sehr steilem Einfallen nach NW; unter ihnen treten dann gegen N zu die rhätischen Kalke hervor. Die Hochfläche beim Wieserbauern ist wieder mit Moräne bedeckt, welche nahe bis Obereck emporreicht, und westlich davon lagert das Kreidekonglomerat, welches man auf dem Wege nach Glas oder Aigen fast ohne Unterbrechung anstehend trifft.

Der Mairhofbach verläßt südlich des Klausenbergköpfels den Moränenboden, fließt dann noch eine Strecke von etwa einem halben Kilometer über Rhätkalke, dann durch Hauptdolomit, vereinigt sich mit der zwischen Mairhofberg und Pitrach entspringenden Großen Kendl und tritt sodann in die Diluvialebene von Ebenau hinaus.

Winkel.

In der Mulde zwischen dem Klausenberge und seinem östlichen Ausläufer einerseits und dem östlichen Arm des Nocksteinzuges, der Ortschaft Winkel, liegt das Glazialterrain von Koppel. Die Moräne reicht hier durchschnittlich bis zur Meereshöhe von 800 *m* am Gaisberggehänge hinauf, darüber erhebt sich der Hauptdolomit und nur

an der südöstlichen Ecke des Nocksteinastes in der Nähe des Bauernhofes Weißbach lagert eine verhältnismäßig geringe Menge von Kössener Mergelkalk.

Gaisbergkuppe.

Die eigentliche Kuppe des Gaisberges besteht an der Nordostseite aus Hauptdolomit, welcher auf dem Klausenbergkamme ein wenig auf die Südseite übergreift und in dem Einschnitte, welchen die Bergbahn nahe unterhalb des Gipfels durchfährt, deutlich geschichtet zutage tritt; der Dolomit ist hier plattig (Plattenkalk) und fällt nach S. Auf dem Reitsteige von der Gersbergalpe auf den Gipfel bewegt man sich zum großen Teile auf dem Dolomit, ebenso besteht der Höhenzug, welcher vom Gipfel zum Nockstein reicht, durchaus aus Dolomit.

Die Westseite der Kuppe mit den gegen die Stadt Salzburg abfallenden Steilwänden und dem sanfteren Gehänge gegen die Zistelalpe gehören dem rhätischen Kalke an. Er beginnt in der Meereshöhe von 525 *m* nahe dem linken Ufer des Gersbaches, steigt dann rasch an sowohl gegen O im Gersbachtale als gegen S, teilweise überdeckt von Gosaukonglomerat. An den Wänden oberhalb der Judenbergalpe in zirka 900 *m* Meereshöhe sowie auf der Kapaun ist er ziemlich reich an Versteinerungen. Der rhätische Kalk bedeckt auch einen großen Teil des Gipfelplateaus als flachlagernde, zum Teil etwas dünnbankige, mergelige Schichten, ebenfalls mit Fossildurchschnitten. Auf der Kapaun, an den Wänden oberhalb der Judenbergalpe und auf dem Gipfelplateau fand man bisher folgende Versteinerungen:

Zahlreiche Korallen
Rhynchonella fissicostata Suess
" *subrimosa Schafh.*
Terebratula gregaria Suess
" *pyriformis Suess*
Pecten spec.
Avicula contorta Portl.
" *Kössenensis Dittm.*
Gervillia spec.
Mytilus spec.
Modiola spec.
Pinna spec.
Cardita austriaca Hauer
Megalodon triqueter Wulf.
Rissoa alpina Gbl.
Choristoceras Marshi Hauer.

Die Kalke sind teils massig, dann wieder deutlich geschichtet in Platten von 2 bis 10 *cm*, stellenweise knollig, auch mit Einschlüssen von Eisenkies.

Die Schichten der Rhätkalke an der Westseite der Gaisbergkuppe fallen im allgemeinen nach NW oder N, an der Südseite

dagegen nach S. So beobachtet man etwa hundert Schritte unterhalb des Bahnhofes Zistelalpe an der Bahn selbst h 6 mit 55° Einfallen nach S; oberhalb des Zaunes, welcher die Hochwiese der Zistelalpe von dem Steilgehänge der Kuppe abscheidet, an der Bahnlinie in zirka 1090 *m* Höhe h 5 mit sehr steilem südlichen Fallen; noch höher an der Bahn und weiter östlich bei *km* 4·2, 1115 *m* über dem Meere, h 5 mit 40° Einfallen nach S; östlich davon im Walde, 1080 *m*, h 7 mit 60° und in geringer Entfernung h 6 mit 70° Südfallen. Auf halbem Wege des Fußsteiges von der Zistelalpe zum Gipfel h 5, 5° mit 25° südlichem Einfallen und endlich auf dem höchsten Punkte des Gipfelplateaus, 1286 *m*, h 7 mit 15° Neigung gegen S.

Im Mairhofgraben dagegen, beim Klausgute und dann wieder bei der diesem Gute benachbarten Mühle streichen die rhätischen Kalke von N nach S und fallen unter 35 bis 40° nach W; in Oberwinkel nahe unterhalb der Zistelalpe streichen sie in h 8, 10° und fallen sehr flach nach NO.

Von der Zistelalpe zieht sich an der Grenze zwischen rhätischem Kalk und Gosaukonglomerat ein Streifen von Kössener Kalkmergeln hin bis etwas oberhalb der Judenbergalpe.

Die Ebene von Koppel

grenzt im S an die Großkendl und den Klausenberg, im W an den Dolomitkamm, welcher die Kuppe des Gaisberges mit dem Nockstein verbindet, endlich im N an den östlichen Nocksteinkamm, dann an den Plainfelder Bach, der auch noch ein großes Stück der Ostseite der Ebene umschließt, dann weiter in O und SO an den Ebenbach, welchen die Wasserscheide von Kleinschlag in der Meereshöhe von 699 *m* von dem ersteren Bachgebiete trennt. Der Ebenbach vereinigt sich bei Ebenau mit der Großkendl.

Der Rettenbach, welcher vom Südostgehänge des Nocksteines herabkommt, durchfließt die Ebene in der Richtung von beiläufig W nach O und mündet in der Vorderschroffenau in den Ebenbach. Gegen den Plainfelder Bach dacht die Ebene ziemlich steil 40 bis 50 *m* tief ab, gegen den Ebenbach jedoch 100 *m* und darüber. Erstere Abdachung entblößt glaziale Schotter, der Abfall gegen den Ebenbach jedoch an den Schroffenauer Höhen den Hauptdolomit, beim Achtenhof Kössener Schichten. Die Ebene selbst ist durchaus glaziales Terrain, enthält zwischen Weißbach, Aschau, Obermoos und Untermoos ein ziemlich bedeutendes Torflager, in welchem die Mächtigkeit des Torfes 4 *m* und darüber beträgt und woraus sich brennbare Gase entwickeln. Glazialer Lehm hebt sich gegen O aus dem Torflager empor und eine Anzahl paralleler Moränenwälle, welche von W nach O ziehen und sich stellenweise bis zu 770 *m* Meereshöhe erheben, vervollständigen die Moränenlandschaft. In der Mulde zwischen Nockstein und Klausenberg reicht die Moräne — wie schon früher erwähnt — teilweise von Schutt überdeckt, an manchen Punkten bis zur Isohypse 900 *m*.



Der Gurlberg,

östlich der Gaisbergfager und von dieser durch das Tal des Ursprung- und Mairhofbaches getrennt, wird im N durch den Mairhofgraben und die untere Großkendl vom Klausenberg geschieden und im O vom Schwarzbach begrenzt, der aus der Vereinigung der Großkendl und des Ebenbaches entstanden ist. Im S verläuft die Grenze einerseits längs des nach O abfließenden Weißbaches und anderseits längs des nach W fließenden Talbaches und nachdem dieser sich in den Klausbach ergießt, längs des unteren Laufes des letzteren bis zur Vereinigung desselben mit dem Ursprungbache. Aus der Vereinigung von Ursprung- und Klausbach entsteht der Glasenbach.

Die Wasserscheide zwischen Ursprung- und Mairhofbach liegt, wie bereits bemerkt, beim Kirchbaumer 791 *m* über dem Meere, die Vereinigung der Großkendl mit dem unteren Ebenbach bei Ebenau 609 *m*, die Wasserscheide zwischen Weiß- und Talbach bei Anderling 681 *m*, die Mündung des Weißbaches in den Schwarzbach 569 *m* und die Vereinigung von Klausbach und Ursprungbach ebenfalls 569 *m*. Zwischen diesen Punkten zieht sich der Kamm des Gurlberges von NW gegen SO und wird durch zwei Einschnitte, den Peschauer Sattel (771 *m*) und den Weißbachsattel (798 *m*), in drei einzelne Höhen geteilt, den Mairhofberg (dessen Spitze 1157 *m*) im W, den Pitrach (981 *m*) und den Reischaukopf (834 *m*) im SO. Die beiden letzteren Berge gehören durchaus dem Hauptdolomit an, die Moräne des Ebenauer Tales ragt kaum bis 630 *m* empor, jene des Weißbachtales im S auch höchstens 30 *m* höher.

Am Weißbach (600 *m*) beobachtet man den Dolomit geschichtet in h 3 mit 30° Einfallen nach NW. Bei 615 *m* am Wege liegt interglaziales Konglomerat direkt auf dem Dolomit, bei 620 *m* lagert das junge Konglomerat, bedeckt von einer Moräne, bei 630 *m* sieht man wieder den Dolomit unter dem Konglomerat, und zwar in h 12 mit 30° Einfallen nach W.

Der Mairhofberg zeigt an seiner Ostseite als Basis den Hauptdolomit, der an seiner höchsten Stelle oberhalb des Peschausattels bis etwa 970 *m* hinaufreicht; im Mairhofgraben liegt seine Grenze etwas unterhalb des Klausgutes, im Talgraben in der Nähe des Mitterholzgutes; er scheint hier NW zu streichen und gegen SW einzufallen. Dem Hauptdolomit ist Rhätkalk aufgelagert, welcher auch die Spitze des Berges bildet und im W unter die Moräne der Vorderfager und von Oberwinkel eintaucht. In der Nähe der Wasserscheide beim Kirchbaumer beobachtet man die Lagerung in h 8 bis 9 mit 13° Einfallen nach NO. Die Südwestecke des Mairhofberges entblößt auf eine Strecke von nicht ganz 1 *km* mergelige Kössener Schichten. Die Moräne reicht an der nördlichen Hälfte des Bergabhanges bis gegen 800 *m*, in der südlichen kaum bis etwa 660 *m*; darüber ziehen sich mächtige Schutterrassen hin.

Der Kapuzinerberg.

Am Nordwestende der Ebene, am Westfuße des Gaisberges, erhebt sich der Kapuzinerberg, in seiner Richtung und Lage sowohl als in seinen geologischen Verhältnissen die Fortsetzung des Kühberges. Er besteht aus Hauptdolomit und darüber gelagertem rhätischen Kalke.

Der Dolomit ist meist im großen nach allen Richtungen zerklüftet, reich an Rutschflächen und fast ungeschichtet; der Kalkstein dagegen ist meist geschichtet.

Der Hauptdolomit ist in der Schallmooser Hauptstraße in der mächtigen Felswand entblößt, welche die Nordwestseite des Berges bildet; die Reservoire der Wasserleitungen sind in den Dolomit hineingebaut, ebenso die ehemalige Schießstätte unterhalb der „Aussicht nach Bayern“. Hinter der Scharnbergerschen Seifenfabrik, besonders aber am Nordostende des Berges zeigt der Dolomit die spezifisch breccienartige Struktur und Schliff- und Rutschflächen nach allen Richtungen; häufig hat er daselbst auch ein erdiges Ansehen, besitzt sehr zarte Körnchen, Blättchen und Adern von Kalkspat und ist vielfach zerklüftet. Auf einzelnen Quetschflächen und in einzelnen Klüften liegt bituminöser Kalk und auch wohl Asphalt. Der innerhalb der Ringmauern eingeschlossene Teil der Bergeshöhe zeigt den Dolomit nur an zwei Stellen: hinter dem Waldhüterhäuschen und im Ausmaße von etwa 50 m^2 im südöstlichsten Teile bei der Klause an der Ringmauer. Von hier zieht er sich rasch in die Tiefe, um erst wieder im Garten des Hauses Nr. 1 Arenbergstraße als Unterlage des Kalksteines auf kurze Strecke emporzutauchen. Am Ostgehänge, dem Fürberge, ist der Dolomit von Schutt und glazialem Material überdeckt.

Über dem Dolomit lagert der rhätische Kalk, er bildet die Decke auf der Höhe des Berges. Hinter den Häusern der Linzergasse treten wechselnde Schichten von Dolomit und Kalk auf, deren Mächtigkeit von 60 *cm* bis 2 *m* variiert. Diese Wechsellagerung sieht man sehr schön von dem Fahrwege aus, welcher von der Linzergasse auf den Berg führt. Aber schon bei der zweiten Station an diesem Wege steht nur mehr Kalk an. An dem Wege vom Waldhüterhäuschen zu den Wasserleitungsreservoiren sowie bei der ehemaligen Schießstätte kann man die Überlagerung des Dolomits durch den Kalk recht gut verfolgen. Die Schichten streichen daselbst in h 2 und fallen mit 50° nach NW. Die Steingasse entlang lagert nur der rhätische Kalk, meist deutlich geschichtet, beim Steintore in h 1 mit 65° Einfallen nach W, in den höheren Partien ist der Neigungswinkel geringer, etwa 30 bis 40°; bei der vorher erwähnten Klause an der Ringmauer fällt der Kalk bei gleichem Streichen in h 1 unter 22° nach W.

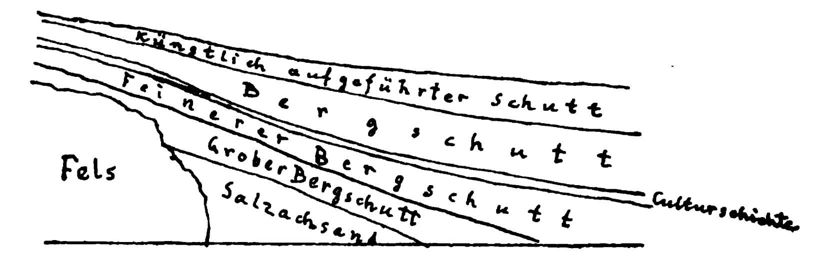
Die Wände an der Ostseite des Berges sind ebenfalls Rhätkalke, grau, mit muscheligem Bruch, von weißen bis grünlichen Spatadern durchzogen, die Lagerung ist hier vielfach gestört. Oberhalb des Feiertagschlößchens findet man Petrefakten im Kalk, insbesondere Korallen. Auch der Bürgelstein gehört dem rhätischen Kalke

an. Der Fürberg, der Abhang an der Südostseite des Kapuzinerberges, ist zum Teil Schutt vom Kapuzinerberg, der Hauptmasse nach aber glazialen Ursprunges: Moräne und erratische Blöcke. Auch in der Arenbergstraße wurde beim Umbau des Hauses Nr. 33 im Jahre 1882 eine Moräne 10 *m* über der Salzach bloßgelegt.

Eine interessante Ablagerung wurde im Sommer 1883 am nordöstlichen Ende des Kapuzinerberges aufgedeckt, nämlich eine sehr bedeutende, teilweise sogar geschichtete Masse von ganz gewöhnlichem Salzachsand. Dieses Sandlager beweist, daß die Salzach seinerzeit ihren Weg zwischen Kapuzinerberg und Kühberg genommen hat. Gestein und Lagerungsverhältnisse der beiden Berge aber lassen schließen, daß diese einmal zusammenhingen. Es waren sohin die Fluten der Salzach, welche den Einriß zwischen den beiden Bergen ausgenagt haben.

In der Schallmooser Hauptstraße in der Nähe der Scharnbergerschen Fabrik, dann am Fuße des Fürberges wurden auf geringe Strecken Nierentaler Mergel, direkt dem Dolomit angelagert und von Moräne überlagert, anstehend gefunden.

Fig. 4.



Im Frühjahre 1890 wurde vor dem ehemaligen Linzertore der letzte Rest der Bastion V, unmittelbar am Fuße des Kapuzinerberges, abgehoben. Dabei kam ein vorspringender Dolomitfels zutage, etwa 5 *m* hoch; hinter demselben, gewissermaßen durch ihn geschützt, zeigte sich auf dem Boden (Fig. 4) eine Lage Salzachsand, darüber Schutt vom Kapuzinerberg, und zwar unten grober, oben feinerer; über diesem lag eine schwarze Kulturschicht, in welcher sich römische Urnen mit Knochen und Leichenbeigaben vorfanden. Diese Schicht war wieder bedeckt von Bergschutt und obenauf lagerte jüngerer künstlich aufgeführter Schutt.

Die Ebene nördlich des Kapuzinerberges

bis zum Plain- oder Alterbach gehört der Quartärformation an. Unmittelbar am rechten Salzachufer liegt Alluvium. Weiter gegen O zieht sich der Rand der Diluvialterrasse hin, welcher sich längs der Froschheimer Hauptstraße und der Itzlinger Straße bis zur Plainbrücke verfolgen läßt. In den Schottern dieser Terrasse tritt auch hie und da horizontal geschichtetes Konglomerat auf. Am Nordrande

der Ebene, bei der Grabenmühle am Plainbach, zwischen Pflanzmann und Plainbrücke ist noch die unveränderte Moräne erhalten. Die Schotter bilden nur den kleineren westlichen Teil der Terrasse, der weitaus größere östliche Teil derselben ist Moorgrund, dessen Material zur Torfgewinnung, dessen Untergrund zur Ziegelfabrikation verwendet wird. Im Torf von Schallmoos wurde im Jahre 1889 Dopplerit gefunden.

Nur soweit der Schuttkegel des Alterbaches im Dorfe Gnigl reicht, ist der Boden im Osten nicht Torfgrund. Beim Baue des neuen Salzburger Frachtenbahnhofes konnte man in dessen südlichem Teile, wo der Boden etwa 4 bis 5 *m* tief ausgehoben wurde, die Überlagerung eines Schotters durch das Material des Schuttkegels des Alterbaches beobachten. Diese Grabungen ergaben, daß längs einer Linie, welche von der Reichsstraßenbrücke über den Alterbach an der Südwestecke des Heuberges in der Richtung nach W mit einer Abweichung von zirka 15° gegen S, also gegen die Nordecke des Parkes von Röcklbrunn, die Grenze zwischen dem Schotter- und Lehmboden hinzieht, daß nördlich dieser Linie Lehm, südlich derselben — bis zur Verbindungslinie zwischen Kapuzinerberg und Neuhauserberg — Salzachschotter und -sand den Boden bilden. Ob die Lehmbank ununterbrochen von W nach O zieht oder ob irgendwo eine Unterbrechung durch Schotter vorhanden ist, konnte nicht konstatiert werden, wohl aber, daß der Lehmgrund nördlich der Grenzlinie gegen das Schotterterrain allmählich unter das Torflager untertaucht.

Von Interesse sind einige Bohrungen im Lehmterrain des neuen Rangierbahnhofes, deren Resultate mir Herr Oberbaukommissär Ingenieur Wissiak gütigst zur Verfügung stellte. Ein Bohrloch östlich vom Robinihof ergab (Meter):

430·8 Kote des Terrains
426·8 gelber Lehm
426·3 Torf
425·8 blauer Lehm
423·8 Schwimmsand.

Ein zweites Bohrloch, noch etwas weiter östlich:

432·2 Kote des Terrains
431·9 Humus
429·9 gelber Lehm
426·2 blauer Lehm
425·2 Torf
424·2 blauer sandiger Lehm

Ein Bohrloch ostsüdöstlich vom Robinihof ergab:

433·5 Kote des Terrains
432·5 Ackererde
430·5 gelber Lehm, fest
427·5 blauer weicher Lehm
426·5 blauer sandiger Lehm, weich
Torf.

Nordöstlich vom Robinihof:

430·8	Kote des Terrains
430·6	Humus
428·8	gelber Letten
424·8	blauer Letten
424·65	Torf
422·8	blauer sandiger Lehm, weich.

Endlich ein Bohrloch ostnordöstlich vom Robinihof:

432·5	Kote des Terrains
432·25	Humus
430·5	gelber Lehm
427·5	Torf
426·8	feiner Schotter
425·8	blauer Letten
425·5	Torf
424·5	blauer sandiger Letten.

In diesem Terrain zieht also in beiläufig 425 *m* Meereshöhe, 6 bis 7 *m* unter der Oberfläche ein diluviales Torflager durch, nach oben und unten vom Lehm eingeschlossen.

Die Ebene südlich des Kapuzinerberges

zwischen Gaisberg und Salzach zeigt den Uferrand der Diluvialterrasse deutlich erst von der Villa Schnehen ab an der Straße nach Hallein; die genannte Straße zieht sich bis zur Ortschaft Glas auf der Höhe der Terrasse am Uferrande hin; von hier wendet sich die Straße gegen SO und nun zieht die Eisenbahnlinie in der Nähe des Uferrandes weiter bis zum Glasenbach. Wie schon erwähnt, breitet jeder der von der Westseite des Gaisberges kommenden Bäche seinen Schuttkegel im Tale aus, der des Glasenbaches reicht sogar bis an den Uferrand der Diluvialterrasse. In dieser Ebene, besonders in ihrem nördlichen Teile lagert näher gegen den Fuß des Berges hin hauptsächlich Lehm, der gegen W allmählich mehr und mehr von Schotter, welcher stellenweise in Konglomerat übergegangen ist, bedeckt wird.

Die Elsbether Fager.

In W von der Salzach begrenzt, im S von der kleinen Oberalmer Ebene, im O von einem Stücke des Almbaches, dann von dem unbedeutenden Steindl- oder Schobergraben, der von der Wasserscheide 740 *m* beim Bauernhaus Gimpl gegen S herabkommt, hierauf von der Sumpfwiese des sogenannten Egelsees, dann endlich vom Klausbach und im N vom Glasenbach — zieht sich die Elsbether Fager hin und wird ähnlich wie der Gurlberg durch zwei Einsattelungen in drei ungleiche Teile geteilt. Die Hauptmasse, der Mühlstein, liegt im N, dann von diesem durch die Tratten,

644 *m*, getrennt, der Wendlberg und schließlich im S, geschieden durch die Scharten, 648 *m*, der Almerberg. Der ganze Höhenzug fällt steil ab gegen O, verflacht aber mit viel geringerer Neigung gegen W.

Die nordwestliche Partie des Mühlsteins gehört dem Gosaukonglomerat an. Es ist sowohl am Wege von der Ortschaft Glasenbach nach Elsbethen häufig bloßgelegt als auch an dem Wege, der am linken Ufer des Glasenbaches, aber hoch über diesem einerseits in das Klausbachtal, anderseits auf die Höhe nach Rainberg und zur Ursteinalpe führt. Am Wege in das Klausbachtal beobachtet man das Konglomerat bis über den Lettenbach, einen Zufluß des Glasenbaches, und nun reicht der rote Lias bis gegen Höhenwald (743 *m*) aus dem Tale herauf; er steht hier in h 2, 2° mit 24° Verflächen nach NW an. Über dem Liasaufschluß lagert Moräne mit schön gekritzten Steinen. Am Wege auf die Höhe des Berges reicht das Gosaukonglomerat einerseits über Gfalls (663 *m*) hinauf und anderseits westlich davon bis in etwa 720 *m* Meereshöhe unter den Gipfel des Hengstberges (786 *m*). Unter dem Konglomerat kommen hier die Oberalmerschichten zutage, welche die eigentliche Decke der ganzen Elsbether Fager bilden.

Bei Schönau (666 *m*) betritt man das Klausbachtal; dieses ist durchaus mit glazialen Schottern bedeckt. An der linken Talseite erhebt sich die Mühlsteinwand, an deren Fuß reichlicher Bergschutt angelagert ist. Steigt man etwa beim Klausgut (717 *m*) an dem steilen Abhange der Mühlsteinwand empor, so trifft man, sobald man den Bergschutt überwunden hat, auf graue mergelige Kalke mit Einschlüssen von schwarzen Hornsteinen, die Hornsteinkalke des unteren Lias; von 820 bis 950 *m* reichen dann die roten Adneter Schichten, über diesen folgen die Kalke des Hornsteinjura und als oberste Decke die Oberalmer Schichten. Sämtliche Schichten sind fast horizontal gelagert mit nur geringer Neigung gegen W.

Beim Mühlsteinbauer tritt Kössener Gestein auf, welches quer durch das Tal vom Mühlsteinbauer gegen das Schatteck des Schwarzenbergzuges zieht und erst auf der Hochfläche von Gimpl (740 *m*) mit glazialem Schotter überdeckt ist. Von hier folgt aufwärts gegen Hochstaller wieder der graue hornsteinreiche, dann der rote Adneter Lias und der Hornsteinjura, welch letztere beide hier weit auf das Plateau hineinragen.

An der Mühlsteinwand wurden die nachstehend mit m bezeichneten Versteinerungen gefunden, während die mit w bezeichneten aus Blöcken herrühren, welche am Wiesergsenk im Glasenbach gefunden wurden, aber jedenfalls auch von der Mühlsteinwand stammen.

Rhynchonella aff. Caroli Gemm. — w.
„ *Fraasi Opp.* — m.
„ *cf. latifrons Stur* — m.
„ *plicatissima Qu.* — m. w.
„ *cf. retusifrons Opp.* — m.
„ *sancti Hilarii Böse* — w.
„ *sejuncta Böse* — w.

Rhynchonella subcostellata Gemm. — w.
" *variabilis Schloth.* — m.
Koninckodonta Fuggeri Bittner — w.
" *Kastneri Bittner* — w.
Spiriferina alpina Opp. — m. w.
" *angulata Opp.* — w.
" *cf. obtusa Opp.* — w.
" *cf. pinguis Ziet.* — w.
" *rostrata Schloth.* — w.
" *spec.* — w.
Terebratula Adnetensis Suess — m. w.
" *Aspasia Menegh.* — m.
" *aff. gracilicosta Böse* — w.
" *cf. juvavica Geyer* — m.
" *Meneghini Parona* — m.
" *ovimontana Böse* — w.
" *punctata Sow. var. Andleri Opp.* — m.
" *Schlosseri Böse* — w.
" *nov. spec.* — w.
Waldheimia mutabilis Opp. — m. w.
" *subnumismalis Par.* — w.
" *Thurwieseri Böse* — w.
Nautilus spec. — m.
Phylloceras spec. — m.
Lytoceras cf. sublineatum Opp. — m.
" *spec.* — m.
Arietites ceras Gieb. — m.
" *spec.* — m.
Viele andere schlecht erhaltene Ammoniten — m.
Belemnites spec. — m.

Südlich der Glazialfläche von Gimpl wandert man an der Grenze zwischen Kössener Schichten und dem grauen Lias im Steindlgraben und dann hinauf durch den Trattensattel auf das Plateau, auf welches hier wieder Adneter Schichten und Hornsteinjura weit hineintreten bis in die Nähe von Mahdl. Auch hier fallen die Schichten sehr flach (7°) gegen W. Geht man unten im Tale weiter, so sieht man am Abhange des Raucheck die Kössener Schichten, an den Wänden des Wendelberges und Eberstein wieder Lias und darüber Hornsteinjura, während in dem Talboden hie und da glaziale Schotter und Moränen aufgeschlossen sind. Zwischen Eberstein (733 *m*) und Buchhamerberg (722 *m*) zieht der Hornsteinjura noch einmal auf das Plateau hinauf, während die Abhänge von der Straße gegen den Almbach als Untergrund Kössener Schichten und darüber Moräne zeigen.

Beim Bischofwirt an der Straße ist ein alter Steinbruch auf Adneter Kalk, die Platten streichen in h 10 und fallen unter 17° gegen WSW; 5 bis 6 *m* unterhalb der Straße beobachtet man graue Kalke von muschligem Bruch in dünnen Bänken geschichtet als Unterlage der roten Adneter Kalke; ihre Lagerung ist den ersteren vollkommen konkordant, sie dürften wahrscheinlich dem unteren Lias an-

gehören. Im Bischofbruch und in dem benachbarten Reicherbruch wurden nachstehende Petrefakten gefunden:

Nautilus striatus Sow. — B (= Bischofbruch).
„ *spec.* — B.
Phylloceras Zetes d'Orb. — B.
„ *spec.* — R. (= Reicherbruch).
Oxynoticeras oxynotum Qu. — B.
„ *Salisburgense Hauer* — B.
Arietites obtusus Sow. — B.
„ *ceras Gieb.* — B.
„ *spec.* — R.
Aegoceras Adneticum Hauer — R.
„ *Roberti Hauer.* — B.
„ *spec.* — B. R.
und andere Ammoniten.

„Vom Bischofswirt etwa 250 *m* an der Straße talauswärts liegt oberhalb derselben am linken Ufer des Schartenbaches ein Bauernhaus; dieses steht auf Rhät. Neben dem Hause liegen die beim Kellerbau ausgesprengten Blöcke von dichtem grauen Kalk mit zahlreichen Brachiopodendurchschnitten und wulstigen Schichtflächen mit Mergelbeschlägen, auf denen Pekten, Austern, *Plicatula intusstriata* in Menge sowie auch Terebrabeln zu sehen sind, dann aber auch einzelne Stücke typischen Lithodendronkalkes mit Brachiopoden. Auch der Steindlbach führt zahlreiche Blöcke mit Lithodendron, Brachiopoden, Pekten und *Plicatula intusstriata.*" (Bittner.)

Im Schartenbach stehen graue Kalke an, welche hie und da Hornsteinknollen enthalten und petrefaktenleer sind; sie gehören wahrscheinlich dem unteren Lias an. Außerhalb des Schmidwirtshauses stehen an der Straße wieder rote Adneter Schichten an und beim Maurer ist ein alter aufgelassener Steinbruch auf Adneter Kalk; die Schichten fallen unter 19⁰ nach WSW. Diese Adneter Kalke ziehen von hier unter dem Hornsteinjura die ganze Ostseite der Elsbether Fager entlang mit der kurzen Unterbrechung zwischen Schönau und Hiersteig, wo sie mit Moräne überdeckt sind, bis in den Glasenbach.

Weiter auswärts steht an der Straße noch der Hornsteinjura an, unter 15⁰ nach WSW fallend, und ebenso auf der letzten Höhe der Straße oberhalb der Marmor- und Mosaikwarenfabrik Oberalm. Weiter unten unmittelbar hinter der Fabrik befindet sich ein Steinbruch auf Oberalmer Schichten, und zwar auf ziemlich grobkörnige und nur wenig mergelige Kalke, welche unter 13⁰ rein westlich fallen. In diesem Gesteine fand ich einen schlecht erhaltenen Ammoniten, ferner Fucoiden und *Caulerpa*-artige Pflanzenreste sowie einen sehr dünnen Streifen Kohle von 15 *cm* Länge und 1 *cm* Breite.

Von der Fabrik Oberalm bis gegen Schloß Haunsberg, dann westwärts zur Salzburg-Halleiner Straße und diese entlang nordwärts bis Krimpling zieht sich die Diluvialterrasse; südlich und westlich derselben bis zum Almbach und zur Salzach gehört die Ebene dem Alluvium an. Zwischen der Fabrik und der Ortschaft Puch beobachtet

man am Fuße des Berges die Oberalmer Schichten wiederholt anstehend.

Das Alluvium von Oberalm reicht bis Puch, hier wird es von der Pucher Diluvialterrasse, welche bis an die Salzach tritt, abgeschnitten; die Kirche von Puch und das Schloß Urstein stehen auf horizontalem glazialen Konglomerat und der dem Schlosse südlich vorliegende Hügel besteht ebenfalls aus feinem glazialen Konglomerat mit Sandsteinzwischenlagen. Von Puch bis kurz vor Haslach beobachtet man in zahlreichen Straßen- und Bahneinschnitten Oberalmer Kalk anstehend; die verschiedenen kleinen Wände, welche man auf den Höhen des Berges sieht, gehören ebenfalls den Oberalmer Schichten an. Diese Kalke fallen alle im allgemeinen flach nach W, wenn sie auch öfters hin und her gebogen sind.

Unmittelbar südlich von Haslach ist an der Straße roter breccienartiger Liaskalk angeschnitten mit einzelnen schlecht erhaltenen Ammoniten und Crinoidenresten.

Der Hügel westlich der Bahn bei Haslach, der sogenannte Scharlachstein, besteht aus geschichteten Oberalmer Kalken, welche gleichfalls nach W fallen. Darunter lagern gegen die Salzach zu Kalke. welche reich an Hornsteinknollen sind; sie streichen in den oberen Partien von N nach S und fallen mit 40° gegen W; in den unteren Partien, an der Salzach, streichen sie in h 5, 5° und fallen unter demselben Winkel nach N ein. In diesen Kalken wurden Ende der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts prächtige durchsichtige Kalkspatskalenoeder von zehn und mehr Zentimeter Achsenlänge gewonnen. Unter dem Hornsteinjura war damals direkt an der Salzach auf einige Meter roter Adneter Kalk bloßgelegt.

Von dem kleineren südlicher gelegenen Hügel, an welchem nur die Oberalmer Kalke aufgeschlossen sind, zieht sich, vom Bahnkörper und der Fahrstraße unterbrochen, eine Felsmauer gegen St. Jakob, welche etwa 15 *m* über der Straße von Adneter Kalk unterteuft wird, der auf zirka 120 Schritte hin entblößt ist. Beiläufig 100 Schritte nördlich von dieser Stelle ist an der Straße Adneter Knollenkalk aufgeschlossen, ebenso zirka 150 Schritte südlich von Ziegelau.

Am Schmidbach befindet sich nördlich unterhalb St. Jakob am rechten Grabenufer ein Steinbruch auf Adneter Kalk, dessen Platten sehr flach nach W fallen und welcher in früheren Jahren sehr viele Versteinerungen lieferte, als:

Crinoiden
Phylloceras Geyeri Bon.
„ *spec.*
Lytoceras spec.
Arietites ceras Gieb.
„ *obtusus Sow.*
„ *raricostatus Ziet.*
„ *spec.*
Aegoceras Adneticum Hauer
„ *spec.*
Belemnites spec.

„Um St. Jakob herum treten sowohl im N als im S und SO kleine Wände von zweifelhaftem grauen fleckenmergelartigen Gestein auf; dieses Gestein begleitet südöstlich von St. Jakob, südlich vom Löffelberg und von da weiter in östlicher Richtung allseitig in kleinen Wänden die Talrisse bis gegen das Südende der eigentlichen Mühlsteinwand hin. Darüber tritt überall der Oberalmer Kalk auf.“ (Bittner.) Am unteren Schmidbach und an dem ganzen salzachseitigen Gehänge zwischen Schmidbach und Ziegelau stehen die knolligen Adneter Kalke an und reichen bis in die Meereshöhe von mindestens 510 *m*.

Der Kelchbach entspringt etwa in der Meereshöhe von 840 *m* unter den Wänden, welche sich zwischen Steingut und Tiersteig in der Richtung gegen den Mühlsteinberg, den Höhenpunkt 1037 *m*, hinziehen. Er fließt anfangs gegen W, von der Isohypse 600 *m* an nach NW. Etwa 400 Schritte oberhalb der Brücke der Salzburg-Halleiner Straße wendet er sich wieder westlich und mündet in der Nähe der Haltestelle Elsbethen in einen Salzacharm. Seine obere Partie fließt über Oberalmer Kalk; in etwa 600 *m* Höhe, unterhalb Reinberg beginnen die jurassischen Hornsteinkalke, welche sich jedoch nicht weit verfolgen lassen, da bald unterhalb der fahrbaren Brücke über den Bach (565 *m*) eine schwer zugängliche Schlucht beginnt, aus welcher der Bach erst etwa 50 Schritte oberhalb der Mühle (455 *m*) austritt. Bei 600 *m* stehen Hornsteinkalkplatten von 5 bis 10 *cm* Dicke an und fallen nach W. Am Ausgange der Schlucht steht ein sehr grobsteiniges hartes Konglomerat von rötlicher Farbe durch etwa 50 Schritte an, welches gerade bei der Mühle in ein graues feinkörniges Konglomerat — die Körner haben 3—4 *mm* Durchmesser — übergeht. In diesem Konglomerat finden sich einige dünne Schichten einer kohligen Substanz. Darüber folgen graue, körnige, plattige Kalke und über ihnen rote sandige Kalke und schließlich eine Strecke von 30 Schritten mit beiderseits bewachsenen Ufern.

Ungefähr 130 Schritte unterhalb der Mühle führt eine fahrbare Brücke über den Bach und hier zeigt sich am linken Ufer 30 Schritte aufwärts und noch 10 Schritte abwärts derselben folgender Aufschluß:

Unten: ein roter körniger Kalk in h 6 mit 20° Einfallen nach N; darüber

roter, seltener gelbbrauner, sandiger Kalk, mehrere Meter mächtig, mit Einlagerungen von grauen Kalkplatten von 10 bis 15 *cm* Dicke;

zwei Bänke von je 45 *cm* Mächtigkeit eines schönen, roten, dichten Kalkes vom Aussehen des Adneter Kalkes;

25 bis 60 *cm* eines sehr zerbröcklichen, knolligen, rotbraunen, konglomeratartigen Kalkes, und endlich als

Hangendes: Hornsteinjurakalk als klotzige Masse, teilweise aber auch als eine Art zerdrückten Trümmerkalkmergels; es finden sich nämlich Stellen, an welchen große Rollsteine in eine kalkmergeligschiefrige oder blättrige Masse eingeschlossen sind, und diese Stellen geben der Schicht das Aussehen des Verdrücktseins.

Etwa 10 Schritte unterhalb der Brücke streichen die Kalkplatten in h 9 und fallen sehr flach nach SW. Von hier ab sind 80 bis

90 Schritte bis zu dem Punkte, wo sich der Bach nach W wendet und einen Zufluß am rechten Ufer aufnimmt. 40 Schritte unterhalb dieses Punktes zeigt sich wieder ein interessanter Aufschluß. Man beobachtet hier auf eine Strecke von 25 Schritten am linken Ufer die grauen Kalkplatten des Hornsteinjura deutlich geschichtet nach S fallend an der Uferwand; im Bachbett sieht man die von O nach W ziehende Falte, ihre Biegung nach oben, die Südseite gegen die Uferwand und die Nordseite dem auf dem rechten Ufer stehenden Beschauer zugewendet. Drei Meter von der Falte talauswärts steht eine große Kalkplatte mit steilem Nordfallen am linken Ufer, also die Nordseite der Falte, ungefähr 3 *m* lang, dann zeigt sich eine Verschiebungs- und Bruchlinie und an die graue Platte schließt sich unmittelbar eine rote an von dem Aussehen der roten Platten, welche im benachbarten Glasenbachgraben das Hangende der jurassischen Hornsteinkalke bilden. Diese Platte reicht 5 *m* weit, dann folgt abermals eine graue Platte in h 7 mit 70° Einfallen nach NNO. Nun ist das Ufer wieder auf eine Strecke von 20 Schritten verbaut, dann folgen abermals rote Platten von 4 bis 10 *cm* Dicke, darüber eine Breccie von etwa 1 *m* Mächtigkeit und als Hangendes graue, 3 bis 15 *cm* dicke Kalkplatten mit einzelnen Hornsteinlagen von 2 *cm* Dicke. Die Lagerung ist in h 6 mit 50 bis 60° nördlichem Einfallen. Dieser letzte Aufschluß erstreckt sich auf etwa 18 *m*; von hier bis zur Straßenbrücke sind noch beiläufig 150 Schritte.

Der vorher erwähnte rechtseitige Zufluß des Kelchbaches entspringt zwischen Wildlehen und Großmann in zirka 820 *m* Meereshöhe. Bei 490 *m* führt eine fahrbare Brücke über denselben und hier steht der rote sandige Kalk an. Er enthält viele kleine Steinchen von kaum 1 *cm* Durchmesser, welche mit weißer Farbe auswittern; seine Fallrichtung ist steil SW. Diese Kalke reichen bis 510 *m*, darüber folgen die plattigen Hornsteinkalke. Bei 600 *m* stehen Bänke von 35 bis 50 *cm* Dicke des gelblichen feinkörnigen Kalkes mit winzigen glänzenden Blättchen von Kalkspat und schwarzen Pünktchen an; sie fallen unter 30° nach W. Im Hohlwege, der sich dem Graben entlang steil aufwärtszieht, lagert in 585 *m* Höhe eine Moräne mit gekritzten Steinen und reicht bis etwa 605 *m*. Bei 695 *m* stehen graue Hornsteinkalke an, welche flach nach NW fallen; zwischen ihnen ist aber ein Schichtenkomplex von einigen Metern Mächtigkeit sehr steil aufgerichtet. In 715 *m* Höhe zeigen sich rote Hornsteinkalke, noch weiter oben beobachtet man nur mehr Oberalmer Schichten.

Am Gehänge zwischen Wildlehen (827 *m*) und dem fast rein südlich davon gelegenen Reinberge (650 *m*) treten überall plattige, gelblichgraue oder rein graue, dichte mergelige Kalke auf, welche hie und da von großen, unregelmäßig geformten Hornsteinknollen durchzogen sind. Sie gehören den Oberalmer Schichten an und fallen durchaus nach SW. „Auf dem Wege von Reinberg gegen St. Jakob verläßt man unterhalb des ersteren Ortes und südwestlich von demselben die Oberalmer Kalke, an welche sodann ziemlich unvermittelt wieder grüngrauer Hornsteinkalk anstößt, auf welchen dann weiterhin roter, breccienartiger und kompakter Adneter Lias folgt.“ (Bittner.)

In dem Terrain zwischen Reinberg und dem rechtseitigen Zu-



fluß des Kelchbaches ziehen sich zwei lange Felswände hin, von denen die untere mindestens 25 *m* hoch und gegen 100 *m* lang ist, während die obere, die zwischen den Isohypsen 700 und 800 *m* steht, noch größere Dimensionen aufzuweisen hat. Die Basis der unteren Wand liegt 630 *m* ü. d. M. Die Wände bestehen aus Oberalmer Kalk und haben den unter ihnen hinziehenden Raum des Gehänges mit einer Unmasse von großen Steinblöcken übersät, welche teilweise mit Gesträuch und Jungwald überwachsen sind und zahlreiche Zwischenräume zwischen sich lassen, so daß das Terrain kaum oder doch nur äußerst mühsam und mit Aufwand aller möglichen Vorsicht zu passieren ist. Das Schuttmeer der unteren Wand bedeckt eine Fläche von mindestens 2 *ha*.

Nördlich vom Kelchbach zieht sich bereits das Gosaukonglomerat herüber, welches den unteren Glasenbach begleitet; Hornsteinjura und Oberalmer Kalk reichen nur wenig über das rechte Ufer des Kelchbaches gegen N.

Die verschiedenen um Elsbethen liegenden isolierten Hügel bestehen fast durchweg aus dem Gosaukonglomerat. Am sogenannten Peterer Berg, dem Hügel unmittelbar nördlich desjenigen, auf welchem das Schloß Goldenstein steht, zwischen Eisenbahn und Straße, ist ein Steinbruch angelegt, in welchem die Gosauschichten schön aufgeschlossen sind. Man sieht dort als

Hangendes:	4·0	*m*	feinkörniges, bläuliches Konglomerat;
darunter:	0·2	„	grauen Kalk
	0·3	„	Mergel
	3·0	„	grobes Konglomerat
	0·6	„	Mergel
	0·32	„	Kalk
	0·4	„	Mergel
	0·18	„	Kalk.

Liegend aufgeschlossen 3 *m* rotes grobes Konglomerat; in den Mergeln beobachtet man zahlreiche Wurmgänge. Die Schichten fallen unter 30° nach NNW.

Im Lacknerhölzl, dem nächst vorliegenden Hügel, lagert oben als Decke rotes grobes Konglomerat, darunter folgen Oberalmer Kalke, etwa 4 *m* mächtig, mit mergeligen Zwischenlagen von 1 bis 20 *cm* Dicke und als Liegendes ein oolithischer Kalk. Die Schichten fallen ebenfalls unter 25 bis 30° nach NNW; der ganze Aufschluß besitzt eine Länge von etwa 30 *m*.

Der Schwarzenberg,

im N durch den Weißbach und den Talgraben vom Gurlberg, im W durch den Klausbach, die Egelseemulde und den Steindlgraben von der Elsbether Fager abgetrennt, wird im S und O vom Almbach begrenzt; er bildet einen Höhenzug, der gegen S immer niedriger

wird und wie Gurlberg und Elsbether Fager ebenfalls durch zwei Einsattelungen in drei Teile geteilt ist. Der nördliche und zugleich größte Abschnitt, der eigentliche Schwarzenberg, dessen höchste Erhebung 1332 *m* ü. d. M. erreicht, wird durch einen unbedeutenden Sattel in zirka 870 *m* vom Schatteck (921 *m*) und dieses wieder durch den Waschlgraben vom Raucheck (795 *m*) geschieden.

Das Gestein des Schwarzenberges samt Schatteck und Raucheck ist der Hauptmasse nach Hauptdolomit; dieser bildet die Ostseite des ganzen Bergzuges und reicht auf dem Schwarzenberge bis auf den Gipfel, am Schatteck bis in den westlichen Talabhang und am Raucheck ebenfalls etwas über den höchsten Punkt hinüber gegen die Westseite des Berges. An der Nordwestseite des Schwarzenberges ist dem Dolomit rhätischer Kalk aufgelagert und in der äußersten Nordwestecke des Berges zwischen Ramsau und Sommerau ist der Kalk von Kössener Mergeln überlagert. Aus dem rhätischen Kalke von Ramsau besitzt das Salzburger Museum Carolino-Augusteum ein Exemplar von *Megalodon triqueter Wulf.* und ein Stück Eisenkies.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Rhätkalk liegt am Talbache ungefähr gegenüber dem Mitterholzgute, am Klausbach etwa 690 *m* ü. d. M. oberhalb Haslau; die Schichten streichen hier von N nach S und fallen unter 30° nach W. „Der rhätische Kalk zieht im Tale bis an den Südrand der Egelseemulde, dann legt sich eine Platte Kössener Gestein von der Mühlsteinwand quer durch das Tal herüber und steigt über dem Dolomit am Schatteck etwa bis 840 *m* Meereshöhe empor. Am Ostrande der kleinen Hochfläche von Gimpl (740 *m*) tritt auf kurze Strecke der Dolomit zutage, dann folgt wieder Kössener Gestein durch den Steindlgraben hinab, in welchem dasselbe etwa bis 760 *m* am Raucheck hinaufreicht, während an dessen rechtem Ufer schon wenige Meter über der Bachsohle das Liasgestein des Scheibenstein (880 *m*), der südlichsten Kuppe des Mühlstein, auftritt. Unterhalb des Edelgutes, das noch auf den Kössener Schichten steht, erreicht man die Straße und betritt hier glaziales Schotterterrain; unterhalb der Straße schneidet der Steindlbach tief in das Kössener Gestein ein, die Mergel sind geschichtet, fallen nach W und enthalten hie und da Gervillien und Schmelzschuppen auf den Schichtflächen." (Bittner.)

Von hier weg am Ufer der Alm aufwärts beobachtet man nur mehr Hauptdolomit. Die Alm fließt hier in einer engen Klamm, der sogenannten Wimbergklamm, und in dieser wurden als Einlagerungen im Dolomit hie und da einzelne Kohlenschmitzen gefunden. Auch weiter nördlich treten an der Ostseite des Schwarzenberges in einem Steinbruche des Almhanselbauers derartige Einlagerungen von Kohle auf.

Die Straße auf der Höhe macht nach der Überquerung des Steindlbaches eine scharfe Krümmung nach O und bald darauf befindet man sich an der Grenze zwischen den Kössener Mergeln und dem Hauptdolomit. „Letzterer ist hier eigentümlich entwickelt, plattig, etwas dünnschichtig, in eckige Trümmer zerfallend, mergeligdolomitisch und führt meist zahlreiche kleine Gastropoden." (Bittner.) Etwa 250 *m* von der vorerwähnten Straßenbiegung wendet sich die Straße

abermals aus ihrer Richtung und dreht in der Nähe des Schöngutes scharf gegen NO ab. Zwischen diesem Punkte und Sulzau liegt an der Straße der sogenannte Hirtensteiner Bruch. In demselben lagert oben etwa 2 *m* dickbankiger fester Zellendolomit, darunter folgt 8 bis 9 *m* hoch ein dunkelgrauer, stellenweise schwarzer Mergelkalk in Platten von 10 bis 15, meist aber 30 *cm* Mächtigkeit. Die Schichtflächen sind häufig von einem schwarzen Bitumen überzogen, in dem oft sehr gut erhaltene Fische eingebettet sind; im Liegenden treten wieder die Rissoendolomitkalke auf. Die Mergel finden in der Oberalmer Marmor- und Mosaikwarenfabrik unter dem Namen „schwarzer Wiestaler Marmor“ Verwendung. Die Dolomite sowie ihre Einlagerung streichen konkordant in h 10 mit 10° Einfallen gegen SW. Die in dem Steinbruche gefundenen Fische sind:

Semionotus Kapffi Fraas
Colobodus ornatus Agass. sp.
„ *(Lepidotus) decoratus Wagner*
Heterolepidotus dorsalis Kner sp.
„ *parvulus Gorj.-Kramberger*
Dapedius spec. aff. Costae Bass.
Spaniolepis ovalis Gorj.-Kramberger
Ophiopsis attenuata Wagner
Mesodon Hoeferi Gorj.-Kramberger
Pholidophorus latiusculus Agass.
„ *nov. spec. (?)*

Zwischen Sulzau und der Almbrücke (558 *m*) in der Nähe der Mörtelbachmündung trifft man eine ähnliche Einlagerung, welche jedoch nicht mehr so typisch, auch zum Teil gebändert ist. Auch hier ist der Mergelkalk bituminös und dem Dolomit in Bänken von 10 bis 40 *cm* Mächtigkeit eingelagert, welche mit dem Dolomit konkordant nach SW fallen. Überhaupt ist aller Hauptdolomit, beziehungsweise Plattenkalk dieser Gegend sehr regelmäßig geschichtet und fällt durchaus nach SW. Zwischen den beiden eben beschriebenen Aufschlüssen von bituminösen Mergeln liegt an der Straße eine Moräne.

Von der Almbrücke (558 *m*) ab erweitert sich das Tal bachaufwärts, die Straße, welche bisher hoch über dem Almbach hinführt, steigt direkt an das Ufer herab in das Alluvialterrain; an den Wänden des Tales beobachtet man rechts und links drei bis vier Erosionsterrassen hintereinander, die bis etwa 50 *m* über die Talsohle hinaufreichen. Ihr Untergrund ist Dolomit, auf den Terrassenhöhen dagegen lagert Moräne.

Geologische Horizonte.

Der Hauptdolomit.

Die Basis des ganzen Gebietes der Gaisberggruppe bildet der Hauptdolomit, der sowohl im N am Kapuzinerberg, dann am Kühberg und Nocksteinzug als im O von letzterem und der Schroffenau bis

nahe zur Mündung des Steindlgrabens in den Almbach das Gebiet abschließt. Er reicht an dem Gaisberge bis auf die Spitze, ebenso am Mairhofberg und Schwarzenberg, bildet die Nordostseite des Gaisbergrückens, die Ostseite des Mairhofberges sowie den ganzen Pitrach- und Reischlauberg, die Ost- und Südseite des Schwarzenberges, den größten Teil des Schatteck und die Ostseite des Raucheck.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und rhätischem Kalk zieht sich vom Kühberg längs des Unfriedgrabens zum Gaisberggipfel, von hier den Gaisbergrücken entlang bis zum Klausenberg, dann westlich vom Klausgut durch den Mairhofgraben gegen die Spitze des Mairhofberges, von dieser auf der Südseite des Berges hinab in den Talbachgraben und jenseits desselben wieder hinauf zur Spitze des Schwarzenberges. Dann zieht die Grenze ins Tal hinab, welches sie zwischen Haslach und dem Egelsee-Klausgute erreicht. Hier liegt das Ende des rhätischen Kalkes, welcher nicht weiter nach S reicht. Die Westgrenze des Dolomits läuft dann längs der Egelseemulde entlang, zieht hierauf als Grenze gegen die überlagernden Kössener Schichten gegen das Schatteck hinauf, um bald wieder gegen Gimpl herabzuziehen. Nun läuft sie ziemlich hoch am Westgehänge des Raucheck hin, taucht beim Bachgut unter die Moräne, um etwas nordöstlich von der Mündung des Steindlbaches zum letzenmal auf kurze Strecke sichtbar zu werden.

Der Hauptdolomit ist teils breccienartig, wie aus lauter kleinen unregelmäßigen Rhomboedern zusammengesetzt, teils feinkörnig, seltener zellig, in allen Fällen lichtgrau, teilweise etwas dunkler schattiert, mitunter von Kalkspatadern durchsetzt. An einzelnen Punkten ist er bituminös und etwas asphalthaltig. Meist ist er klotzig und ungeschichtet; an manchen Stellen jedoch, wie im Wiestal (am Almbach) und im Weißenbach, zeigt er Schichtung, an anderen wird er sogar plattig (Plattenkalk), wie auf der Höhe des Gaisberges und hie und da im Wiestal. Im letztgenannten Tale enthält er Einlagerungen von Kohle und von mergeligen Kalken, auf deren Schichtflächen dicke bituminöse Lagen und Fischreste vorkommen.

Die spärlichen Versteinerungen aus dem Hauptdolomit, wie rissoenartige Gastropoden, dann die auf Seite 249 angeführten Fische stammen aus dem Wiestale.

Der rhätische Kalk

bildet die Decke und Hauptmasse des Kapuzinerberges, deckt einzelne Partien des Kühberges, überlagert den Dolomit des Gaisberges an der Südwestseite der Kuppe, zieht von da ins Tal von Oberwinkel und Vorderfager, an dessen Westseite er nicht hoch ansteigt, während er am Mairhofberg bis zu dessen Spitze reicht, und bedeckt dann noch die nördliche Hälfte des Westabhanges des Schwarzenberges, wird aber hier am Fuße des Berges zum Teil von Kössener Schichten überlagert. Er reicht nicht weiter nach S und scheint sich gegenüber dem Klausgute in der Egelseemulde auszukeilen.

Der Kalk ist nur sehr wenig mergelig, bräunlich oder grau, dicht bis feinkörnig, mit splittrigem und geradem Bruch und häufig stark von Kalkspatadern durchzogen.

Einigermaßen bestimmbare Versteinerungen sind in demselben bisher nur wenige gefunden worden:

Lithodendron und andere Korallen — Gaisberggipfel, Oberwinkel.
Rhynchonella fissicostata Suess — J. (= Judenberg)
" *subrimosa Schafh.* — J.
Terebratula gregaria Suess — J.
" *pyriformis Suess* — J.
Pecten spec. — J. K. (= Kapaun)
Avicula contorta Portl. — J.
" *Kössenensis Dittm.* — J.
Gervillia spec. — K.
Mytilus spec. — K.
Modiola spec. — K.
Pinna spec. — K.
Cardita austriaca Hauer — J. K.
Megalodon triqueter Wulf. — J. K. Talgraben
Rissoa alpina Gbl. — K. Gaisberggipfel
Choristoceras Marshi Hauer — Gersberg.

Kössener Schichten.

Bei der Mahdreiter Kalkplatte in der Gersbergmulde ist ein kleiner Streifen von Kössener Schichten aufgeschlossen; ein anderer zieht sich aller Wahrscheinlichkeit nach von der Kapaun (Winterskern) am Fuße der Steilwände der Kuppe bis gegen die Zistelalpe hin; eine größere Masse lagert an der Südwestecke des Mairhofberges und in deren Fortsetzung an der Nordwestecke des Schwarzenberges bis gegen Haslau hin. Sie sind an den genannten Stellen dem rhätischen Kalke aufgelagert. Ein Streifen Kössener Schichten zieht vom Fuße der Mühlsteinwand über das Mühlsteinbauerngut und Leitenbach quer durch das obere Klaustal gegen das Schatteck; dessen bei Gimpl unterbrochene Fortsetzung zieht am Westgehänge des Raucheck hin, wird dann von den Moränen des Hinterwiestales überlagert und bildet die Felswände unten am Almbache zwischen dem Steindlbache und dem Bauernhause Maurer. Nachdem die Kössener Schichten auch im Glasenbach als Liegendes der Liasformation auftreten, so bilden sie offenbar den Untergrund des langen Tales zwischen Gaisberg- und Elsbether Fager einerseits und Mairhof- und Schwarzenberg anderseits.

Die Kössener Schichten unterscheiden sich vom rhätischen Kalk durch ihre stets mehr graue Färbung, durch ihre dichtere Struktur und ihren weitaus größeren Tongehalt. Der große Reichtum an Petrefakten, welcher sie meist sonst charakterisiert, ist an den Kössener Mergeln unseres Gebietes gerade nicht besonders hervortretend und wo wirklich Petrefakten in denselben auftreten, sind sie in der Regel sehr schlecht erhalten und kaum bestimmbar. Es wurden bisher gefunden, und zwar nur im Wiestal:

Lithodendron spec.
Brachiopoden
Plicatula intrusstriata Emmr.
Pecten spec.
Gervillia spec.
Schmelzschuppen.

An vielen Stellen führen die Kössener Mergelkalke Einschlüsse von Hornstein.

Liasformation.

Ablagerungen des Lias treten im nördlichen Teile der Gaisberggruppe nirgends auf; die nördlichsten Aufschlüsse treffen wir im Glasenbach und an seinem Seitenzuflusse, dem Höhenwaldbache. Von hier weg zieht der Lias als Basis der Mühlsteinwand und ihrer südlichen Fortsetzungen südlich von Schönau bis zum Maurer im Vorderwiestal. Er bildet hier mehr oder weniger hohe Wände, die von Hornsteinjura regelmäßig überlagert werden. Einige kleinere Aufschlüsse von Liasgestein sind auch beim Bischofwirt im Wiestal und in dessen Nähe zu sehen. An der Westseite der Elsbether Fager tritt unter der Juradecke der Lias in beschränkten Aufschlüssen südlich von Haslach an der Straße, dann an der Basis des Scharlachsteins, endlich zwischen Schmidbach und Kelchbach zutage.

Die tiefsten Liasschichten bilden lichtgraue Fleckenmergel mit zahlreichen Fucoiden, *Arietites raricostatus Ziet.* und *ceratitoides Qu.* und anderen, dann Atractiten und Belemniten; dann graue Kalke und Mergel mit Hornsteineinschlüssen (Hornsteinkalke), Trümmerkalke und braune bis graue sandige Kalke mit *Psiloceras*-Arten und Brachiopoden; die obersten Lagen endlich sind die eigentlichen Adneter Kalke, rote und graue, körnige, dichte und knollige Kalke mit *Amaltheus margaritatus Montf.*, *Aegoceras*-Arten, *Racophyllites libertus Gemm.* und anderen Ammoniten, Inoceramen, Brachiopoden, Crinoiden und Haifischzähnen. Der tiefste Horizont, die Fleckenmergel, scheinen außerhalb des Glasenbaches nirgends aufgeschlossen zu sein, während die beiden höheren Etagen in den meisten Fällen zusammen zutage treten.

In dem nachstehenden Verzeichnis der

Liaspetrefakten der Gaisberggruppe

bezeichnen die den Namen der Versteinerungen angehängten Buchstaben den Fundort derselben, und zwar bedeutet: B. = Bischofbruch, G. = Glasenbach, J. = St. Jakob, M. = Mühlsteinwand und R. = Reicherbruch.

Fucoiden — G.
Crinoiden — G. J.
Rhynchonella aff. Caroli Gemm. — M.
" *Fraasi Opp.* — M.
" *cf. latifrons Stur* — M.
" *plicatissima Qu.* — M.

Rhynchonella cf. retusifrons Opp. — M.
" *sancti Hilarii Böse* — M.
" *sejuncta Böse* — M.
" *subcostellata Gemm.* — M.
" *variabilis Schloth.* — M.
" *spec.* — G.
Koninckodonta Fuggeri Bittner — M.
" *Kastneri Bittner* — M.
Spiriferina alpina Opp. — M.
" *angulata Opp.* — M.
" *cf. obtusa Opp.* — M.
" *cf. pinguis Ziet.* — M.
" *rostrata Schloth.* — M.
" *spec.* — M.
Terebratula Adnetensis Suess — M.
" *Aspasia Menegh.* — M.
" *aff. gracilicosta Böse* — M.
" *cf. juvavica Geyer* — M.
" *Meneghini Parona* — M.
" *ovimontana Böse* — M.
" *punctata Sow.* — G.
" " *var. Andleri Opp.* — M.
" *Schlosseri Böse* — M.
" *nov. spec.* — M.
" *spec. div. indet.* — M. G.
Waldheimia mutabilis Opp. — M.
" *cf. perforata Piette* — G.
" *subnumismalis Par.* — M.
" *Thurwieseri Böse* — M.
Ostrea spec. — G.
Lima gigantea Sow. — G.
Pecten textorius Schloth. — G.
Avicula cygnipes Phil. — G.
Inoceramus spec. — G.
cf. Nucula Hammeri Qu. — G.
Pleurotomaria spec. — G.
Nautilus aratus Qu. — G.
" *intermedius Sow.* — G.
" *striatus Sow.* — B.
" *aff. striatus Sow.* — G.
" *spec.* — B. G. M.
Phylloceras Capitanei Cat. — G.
" *cf. frondosum Reyn.* — G.
" *Geyeri Bon.* — G. J.
" *cf. glaberrimum Neum.* — G.
" *Nilssoni Hébert* — G.
" *cf. Partschi Stur* — G.
" *stella Sow.* — G.
" *aff. stella Sow.* — G.
" *Zetes d'Orb.* — B.

Phylloceras spec. div. indet. — G. J. M. R.
cf. Euphyllites Struckmanni Neum. — G.
Racophyllites libertus Gemm. — G.
Lytoceras cf. fimbriatum Sow. — G.
" *cf. sublineatum Opp.* — M.
" *spec.* — G. J. M.
Oxynoticeras cf. Grenoughi Sow. — G.
" *cf. Guibalianum d'Orb.* – G.
" *oxynotum Qu.* — B.
" *Salisburgense Hauer* — B.
Amaltheus margaritatus Montf. – G.
Psiloceras calliphyllum Neum. — G.
" *Johnstoni Sow.* — G.
" *spec.* Zwischenform zwischen *Johnstoni* und *calliphyllum* — G.
" *aff. Johnstoni Sow.* — G.
" *Naumanni Neum.* — G.
" *planorbis Sow.* — G.
" *aff. subangulare Neum.* — G.
Arietites ceras Gieb. — B. J. M.
" *ceratitoides Qu.* — G.
" *Hierlatzicus Hauer* — G.
" *obtusus Sow.* — B.
" *raricostatus Ziet.* — G. J.
" *cf. semilaevis Hauer* — G.
" *Scipionianus d'Orb.* — G.
" *spec.* — J. M. R.
Aegoceras Adneticum Hauer — R.
" *capricornu Schloth.* — G.
" *centaurum d'Orb.* — G.
" *natrix Qu. (Hauer)* — G.
" *Roberti Hauer* — B.
" *spec.* — B. J. R.
Atractites spec. — G.
Belemnites elongatus Qu. — G.
" *spec.* — G. M.
Haifischzähne — G.
Ichthyosaurus spec. — G.
Problematica — G.

Hornsteinjura.

Über dem Lias lagern im Glasenbachgraben und am ganzen Osthange der Elsbether Fager die Kalke des Hornsteinjura, ebenso an der Westseite des Berges im Kelchbachgraben, am Gehänge zwischen diesem und dem Schmidbache und am Scharlachstein; an der Mündung des Ursprungbaches, wo sich ebenfalls ein Aufschluß im Hornsteinjura befindet, ist dessen Unterlage nicht sichtbar; südlich von Haslach scheinen die Oberalmer Schichten direkt auf dem Lias zu liegen und die jurassischen Hornsteinschichten zu fehlen.

Die Gesteine des Hornsteinjuras sind mehr oder weniger grob- oder feinkörnige Kalke oder Mergel, von denen die ersteren häufig mit Hornsteinknollen oder -splittern erfüllt sind, wodurch sie eine bedeutende Härte erlangen. Ihre Farbe ist meist grau, aber auch dunkelbraunrot oder grün. Sie sind in der Regel plattig geschichtet, erreichen aber selten eine bedeutendere Mächtigkeit. An der Ostseite der Elsbether Fager dürfte diese kaum 20 *m* überschreiten.

Die Ausbeute an Petrefakten aus dieser Etage war im Gebiete der Gaisberggruppe bisher eine sehr geringe: *Perisphinctes spec.*, *Simoceras spec.*, *Aptychus spec. div.*, *Belemnites spec.* und diese wenigen schlecht erhaltenen Versteinerungen stammen aus dem Glasenbache.

Die Oberalmer Schichten

bilden die zusammenhängende Decke der Elsbether Fager von dem Hengstberg, Gfalls und Höhenwald an bis zur Fabrik Oberalm. Es sind meist graue, mehr oder weniger mergelige Kalke, fleckenmergelartig, dickbankig, ziemlich hart und hie und da Aptychen führend. In den oberen Partien werden sie gröber körnig, reiner kalkig, mehr gelblich bis isabellgelb, enthalten Hornsteinknauern und Hornsteinlagen; im Zwischenmittel beider lagern dünnblättrige Aptychenschiefer. Außer den Aptychen wurde bisher nur ein unbestimmbarer Ammonit in den Oberalmer Kalken aufgefunden.

Gewisse Partien der Oberalmer Schichten gehören sicherlich dem Tithon an, doch sind dieselben im allgemeinen zu arm an Petrefakten und noch viel zu wenig untersucht, um mit Sicherheit überall Etagen abtrennen zu können.

Kreide.

Wie die Ablagerungen der Juraformation nur auf den südlichen Teil, so sind die Kreidebildungen nur auf die nördliche Partie der Gaisberggruppe beschränkt.

Die unterste Etage der Kreideformation, das Neocom, ist in unserem Gebiete nirgends sichtbar.

Am Südfuße des Kühberges tritt direkt dem rhätischen Kalke, an einer anderen Stelle dem Hauptdolomit aufgelagert eine dünne Schicht Untersberger Marmor auf; darüber lagert Gosaukonglomerat. Letzteres erfüllt die Gaisbergmulde, erstreckt sich das Salzachtal entlang bis über Elsbethen, reicht bis auf die Höhe der Zistelalpe, überdeckt die Gaisbergfager, zieht sich bis nahe an die Spitze des Hengstberges und ins Tal zwischen Gaisberg und Mühlstein bis gegen Höhenwald. Es ist dicht und sehr hart, meist rot oder grünlich und enthält keine Urgebirgsgesteine; das Zement ist entweder tonig oder kalkig. Dem Konglomerat sind stellenweise Mergel, Sandsteine oder grobkörnige Kalke in kleineren oder größeren Partien zwischengelagert.

In der Gersbergmulde treten am Gersbach, im Steinbruch und in dessen Umgebung, dann aber auch noch im Klippstockgraben in 820 *m* Meereshöhe die Glanecker Schichten auf, mergelige, plattige oder klotzige, körnige Kalke von grauer Farbe, stellenweise

reich an Versteinerungen. Bei und in dem Steinbruche am Gersbach kommt auch Flysch in geringer Mächtigkeit vor, Sandsteine und Mergel, eingelagert zwischen Glanecker und Nierentaler Schichten. Letztere bilden die oberste Kreideetage, welche an verschiedenen Stellen der Gersbergmulde und am unteren Gänsbrunner Bach sowie an einigen Punkten am Fuße des Kapuzinerberges aufgeschlossen sind. Es sind meist hellgrau, grünlich oder rot gefärbte Mergel, Mergeltone oder Sandmergel.

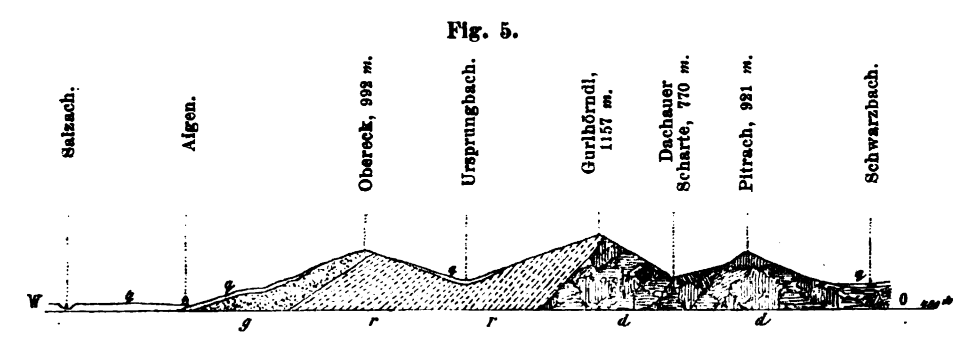
Versteinerungen aus der Kreide der Gaisberggruppe:

Chondrites Targionii Brongn. — Steinbruch am Gersbach
Geinitzia cretacea Endl. — G. (= Stollen von Gänsbrunn)
Flabellaria longirrhachis Ung. — G.
Pterophyllum cretaceum Reich. — G.
Cunninghamites Oxycedrus Sternb. — G.
Parrotia Fuggeri Stur — G.
Verschiedene Pflanzenreste — G. A. (= Park von Aigen)
Magas nov. spec. — K. (= Klippstockgraben)
Terebratella (Kingena) Caroli Magni Bittner — K.
Unbestimmbare Brachiopoden. — N. (= Kühberg)
Exogyra spec. — K.
Inoceramus spec. — K. N.
Psammobia Suessi Zittel (?) — K.
Pinna cf. cretacea Schloth. — K.
„ *spec.* — K.
Unio cretaceus Zittel — A. G.
Caprina Aguilloni d'Orb. (?) — K.
Sphaerulites angeoides Lap. — K.
Megalostoma Fuggeri Tausch — G.
„ *Juvaviense Tausch* — G.
Nerinea spec. — K.
Actaeonella conica Mü. — K.
„ *spec.* — K.
Helix Aigenensis Tausch — G.
Bulimus Fuggeri Tausch — G.
„ *Juvaviensis Tausch* — G.

Quaternäre Bildungen.

Die Ebenen und Talböden der Gaisberggruppe sowie die Gehänge im Salzachtal sind fast durchaus mit glazialen Ablagerungen bedeckt; im Hintergrunde des Glasenbaches lagert eine Liegendmoräne, das Tal des Alter- oder Plainbaches, jenes von Oberwinkel und Vorderfager, des Talbaches und Weißbaches, des Klausbaches und Almbaches beherbergt jüngere Moränen, ebenso liegen Moränen auf der Ebene von Koppel, bei Sulzau und im Wiestal am Almbach, am Fuße des Kapuzinerberges, am Westgehänge des Gaisberges und der Elsbether Fager. Glaziale Schotter, die teilweise schon in Konglomerat übergegangen sind, bedecken die Ebene der Salzach vom Plainbache bis zum Schmidbach bei Zieglau, den Boden von Urstein und Puch sowie die Fläche zwischen Dorf und Fabrik

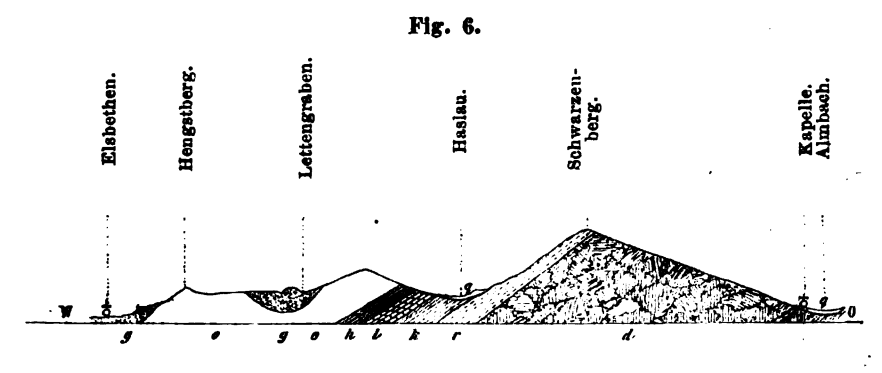
Fig. 5.



Profil durch Obereck und Gurlhörndl.

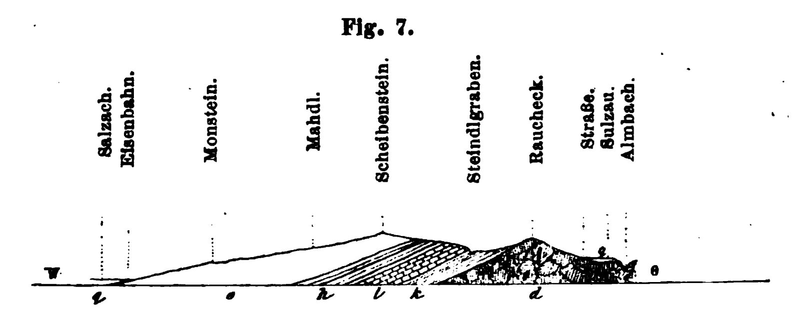
d = Hauptdolomit. — *r* = Rhätischer Kalk. — *g* = Gosaukonglomerat. — *q* = Quartär.

Fig. 6.



Profil durch den Hengstberg und Schwarzenberg.

Fig. 7.



Profil durch den Scheibenstein und das Raucheck.
Maßstab horizontal und vertikal 1:67.000.

q = Quaternär. — *o* = Oberalmer Schichten. — *l* = Lias. — *r* = Rhätischer Kalk. — *g* = Gosaukonglomerat. — *h* = Hornsteinjura. — *k* = Kössener Schichten. — *d* = Hauptdolomit.

Oberalm; auch die Gehänge am Plainfelder Bach werden von glazialen Schottern gebildet. Erratische Blöcke sind über das ganze Gebiet verstreut.

Torfmoore findet man im N der Stadt Salzburg zwischen dem Staatsbahnhofe und dem Dorfe Gnigl, das sogenannte Schallmoos, dann das Koppeler Moor auf der Hochebene östlich des Gaisberges, das kleine Moor von Pesteig am Nordostende des Nocksteinzuges, endlich das Egelseemoor im oberen Klausbachtale. Durch Bohrungen wurden im neuen Rangierbahnhofe in Gnigl in 6 bis 7 *m* Tiefe diluviale Torflager aufgefunden.

Jeder der Bäche, welche an der Westseite der Gaisberggruppe ins weite Salzachtal treten, vom Alterbach bis zum Kelchbach bei Elsbethen, hat seinen Schuttkegel in die Ebene vorgeschoben und größere Mengen von Gebirgsschutt sind am Fuße der Felswände des Kapuzinerberges, Kühberges, Nockstein, in der Mulde von Oberwinkel, im Talbachgraben und am Fuße der Mühlsteinwand abgelagert.

Alluvialterrain trifft man am Ufer der Salzach von der Mündung des Plainbaches bis zur Mündung des Almbaches, am Scharlachstein durch Jurafelsen und bei Urstein durch glaziales Konglomerat unterbrochen; bei Oberalm erreicht die Alluvialebene eine Breite von mehr als 1·5 *km*. Kleinere Flußalluvien beobachtet man am Almbach zwischen der Mündung des Schartenbaches und Steindlbaches, dann nördlich des Almwirtes und bei Ebenau und im Tale des Plainbaches.

Tektonik.

Die Lagerung der Gesteinsschichten ist in der südlichen (Fig. 5, 6 und 7) Hälfte der Gaisberggruppe eine vollkommen gleichmäßige: von der Oberalmer Fabrik bis zum Glasenbach, Talbach und Weißbach ist das Einfallen unter 7 bis 30°, also flach nach W, nur bei Sulzau am Almbach und bei Peschau im Talbachgraben fallen die Schichten nach SW, im Glasenbach, dann nahe der Mündung des Ursprungbaches und bei Weißbach im Weißbachgraben ist ihr Einfallen nach NW. Am Scharlachstein am Ufer der Salzach ist der Neigungswinkel 40° und während die obere Partie nach W fällt, ist die untere unter demselben Winkel nach N einfallend.

Auch am Westabhange des Gaisberges beobachten wir das Einfallen der Schichten gegen W, aber nicht mehr übereinstimmend, sondern wechselnd zwischen SW, W und NW. Am Südabhange der Gaisberggruppe fallen die rhätischen Kalke nach S, unten in der Talmulde von Oberwinkel sowohl an der Gaisberg- als an der Mairhofbergseite nach NO und erst beim Klausgut im Mairhofgraben ist ihr Einfallen wieder normal nach W gerichtet. In der Einsenkung, welche beiläufig dem Graben entspricht, der nordöstlich von der Zistelalpe gegen Oberwinkel hinabzieht, fallen die Schichten am linken Ufer nach S, am rechten nach NO. Es liegt also hier eine bedeutendere Störung vor.

Die Kalke des Kapuzinerberges fallen wie jene des Kühberges, dessen Fortsetzung sie sind, nach W ein.

Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen.

Mit einigen Bemerkungen zu Termiers „Synthèse des Alpes".

Von Dr. Franz Kossmat.

In dem vergangenen Jahre kam die geologische Neukartierung der Blätter Bischoflack—Ober-Idria (Zone 21, Kol. X der Generalstabskarte 1 : 75.000) und Laibach (Zone 21, Kol. XI) zum Abschlusse, nachdem sie vom Sommer 1899 an den Gegenstand der in den Aufnahmsplan fallenden Begehungen gebildet hatte. Von sehr günstiger Bedeutung für die Durchführung der geologischen Untersuchungen war der Umstand, daß für diese Terrains bereits von 1901 ab die photographischen Kopien der ausgezeichneten neuen topographischen Originalblätter 1 : 25.000 benutzt werden konnten, welche durch das k. u. k. militärgeographische Institut knapp zuvor aufgenommen waren.

Da eine Anzahl von Artikeln[1]) über die einzelnen Stadien der Aufnahme in diesem nun zur Veröffentlichung bestimmten Kartengebiete berichtet, handelt es sich hier im wesentlichen nur um eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Grundzüge.

Südlich der bis nahe an 2000 *m* hohen Randzone der Julischen Alpen, welche sich nach Osten im Waldplateau der Jelouca fortsetzt und nur mehr als schmaler ostwestlicher Streifen in das Blatt Bischoflack reicht, erstreckt sich ein sehr unregelmäßig gegliedertes, im Porezen

---

[1]) Geologische Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 259—286.

Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 65—78.

Geologisches aus dem Bačatale im Küstenlande. Ibid. 1901, pag. 103—111.

Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach. Ibid. 1902, pag. 150—162.

Das Gebirge zwischen dem Bačatale und der Wocbeiner Save. Ibid. 1903, pag. 111—124.

Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores. Comptes-rendus IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903, pag. 507—520.

Die paläozoischen Schichten der Umgebung von Eisnern und Pölland (Krain). Ibid. 1904, pag. 87—97.

Über die tektonische Stellung der Laibacher Ebene. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 71—85.

noch bis 1632 *m* aufragendes Hügelland, welches im Osten mit unregelmäßigen Umrissen an die breite, nur 300—400 *m* hoch gelegene Saveebene herantritt und durch einzelne insulare Erhebungen an die langen ostwestlich verlaufenden Hügelkämme angeknüpft wird, welche von da an beiderseits des Savetales gegen die kroatische Niederung ziehen. Im Süden verfließen die Konturen dieser Höhen allmählich in die ausgedehnten Karsthochflächen [1]) von Inner- und Unterkrain, nur am Rande des Laibacher Moores steigen letztere scheinbar unvermittelt aus dem Schwemmlande empor.

Der tektonische Bau ist besonders im westlichen Teile ein sehr verwickelter, da an ihm Gesteinsglieder aller Formationen, vom Silur angefangen bis in die Tertiärbildungen hinauf, beteiligt sind und dementsprechend auch verschiedene zeitlich weit auseinanderliegende Phasen der Gebirgsbildung sichtbare Spuren hinterlassen haben.

Schon aus diesem Grunde ist es zweckmäßig, eine Übersicht an die Betrachtung der stratigraphischen Entwicklungsgeschichte anzuknüpfen.

Die triadischen Kalk- und Dolomitmassen der östlichen Julischen und der Steiner Alpen sind in gewisser Beziehung einer großen Muldenregion zu vergleichen, unter welcher die in den Karawanken auf lange Strecken sichtbaren paläozoischen Bildungen ziemlich tief untertauchen, um erst südlich der Hochregion im Hügellande von Bischoflack und Laibach wieder in großer Ausdehnung emporzusteigen. Demgemäß bietet das Paläozoikum der letzteren Gegenden eine große Zahl von Berührungspunkten mit den durch die Aufnahmen F. Tellers genauer bekannt gewordenen Bildungen des gleichen Zeitalters in der Karawankenkette.

I. Das ältere Paläozoikum [2]).

Im Gebiete des oberen Selzacher Tales (Eisnern, Selzach und Umgebung), südlich der an die Julischen Alpen angegliederten Plateaugegenden, beobachtet man einen sehr mächtigen Komplex von dunklen Tonschiefern, Grauwacken und Flaserbreccien, zersetzten Diabasmandelsteinen, Sericitschiefern und Quarziten, welcher petrographisch ein vollkommenes Analogon zu den von Bergrat Teller beschriebenen Silurgebilden des Seeberges in den Ostkarawanken darstellt. Die Übereinstimmung wird vervollständigt durch schmale Einschaltungen von weißen und rötlichen, oft halbkristallinischen Bänderkalken, welche in unserem Gebiete allerdings nur Crinoiden geliefert haben, aber trotzdem wegen ihrer Gesteinsmerkmale und ihrer Lagerung mit genügender Sicherheit als Äquivalente der bekannten Silurbänderkalke der Karawanken und Karnischen Alpen aufgefaßt werden dürfen. Es folgt nämlich über der kurz geschilderten Schichtgruppe eine mächtige

[1]) Über die südlich des Blattes Bischoflack liegende Karstregion vergleiche Erläuterungen zur geolog. Karte Adelsberg—Haidenschaft (Zone 22, Kol. X). Wien, k. k. geol. R.-A. 1905.

[2]) Zusammen mit dem Karbon = Gailtaler Schiefer und Kalke der Übersichtsaufnahmen. (Auf Hauers Karte der Monarchie als „Steinkohlenschiefer und Sandstein", beziehungsweise „Kohlenkalk" bezeichnet.)

Masse von grauen, mitunter schwärzlichen Kalken und Dolomiten, welche außer Crinoiden Stromatoporen (Selzacher Tal bei Brelhovo) und gute Exemplare von *Cyathophyllum cf. excelsum Ludwig* (bei Leskouc) führen, mithin als Devon anzusprechen sind, wofür außerdem noch ihre Ähnlichkeit mit dem entsprechenden Horizont des Seeberggebietes spricht.

Die ganze ältere Gesteinsreihe schließt nach oben konkordant mit mächtigen, bis jetzt fossilleer gebliebenen Dachschiefern ab, welche in ihrem Aussehen sehr gut mit den bekannten mährisch-schlesischen Kulmschiefern übereinstimmen, aber selbstverständlich mangels triftigerer Beweisgründe einstweilen noch nicht in das Formationsschema eingereiht werden können.

Die Sericitschiefer und Grauwacken, welche im nördlichen Teile des Blattes Laibach als Fortsetzung des Černaaufbruches[1]) am Fuße der Steiner Alpen zutage treten, nehmen gegenüber den letzteren eine ähnliche Stellung ein, wie die Region von Eisnern gegenüber den Kalkplateaus der östlichen Julischen Alpen und dürften wahrscheinlicherweise den tiefere nAbteilungen der altpaläzoischen Reihe entsprechen, obwohl ihre oft stärker kristallinische Beschaffenheit einen Unterschied zu bilden scheint.

II. Karbon.

Die sicher festgestellten Karbonschichten haben eine von den älteren paläozoischen Gesteinen unabhängige Lagerung und Verbreitung. Zwischen dem Gebiete von Eisnern und dem Rande der Laibacher Ebene ist die permotriadische Decke auf großen Flächen von ihnen entfernt; außer den schmalen Karbonaufbrüchen in dem wiederholt geschilderten Faltengebiete von Idria und Sairach sehen wir die gleichen Schichten verbreitet in den Inselbergen der Laibacher Ebene und können sie als Kerne der großen Antiklinalen von Trojana und Littai weit über den Ostrand des Blattes Laibach hinaus verfolgen. Das verbreitetste Karbongestein dieser Gegenden ist ein dunkler, glimmeriger, ziemlich milder Tonschiefer, welcher nur lokal Lagen von glimmerigen Sandsteinen und Quarzkonglomeraten aufnimmt. Aus diesem Grunde sind die Hügelformen und Taleinschnitte sanft und monoton. Eine interessante Ausnahme bildet das Karbongebiet beiderseits der Save innerhalb der Antiklinalregion von Littai, in welcher die Schichtgruppe der Tonschiefer von einer mächtigen Reihe harter Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate überlagert wird; rauhe, meist schütter bewaldete Berghänge und tief eingerissene Schluchten kennzeichnen diese Ausbildung.

Spärlich sind die Fossilienfunde. Bei Vandrovc am Südfuße des Blegaš (Blatt Bischoflack) fand ich fast unmittelbar am Rande des älteren paläozoischen Komplexes in kalkigschiefrigen Lagen der tieferen Karbonabteilung große und gut erhaltene Exemplare von *Productus Cora d'Orb.* Schon weit früher hatte Lipold einzelne

[1]) F. Teller, Erläuterungen zum Blatte Eisenkappel und Kanker. Wien 1898, pag. 7—10.

Brachiopodenreste bei Idria und an anderen Orten entdeckt, über welche schon mehrfach berichtet wurde.

Karbonpflanzen sind an mehreren Stellen vorhanden, aber meist nur schlecht erhalten; bei Littai — einem schon von früher her bekannten Fundorte — konnten im vergangenen Sommer deutliche Exemplare von Sigillarien und Calamiten gesammelt werden. Die dunklen, pflanzenführenden, sandigen Schichten, welche hie und da durch dünne Anthrazitlagen auffallen, liegen in der Grenzzone zwischen der unteren (Tonschiefer-) und oberen (Sandstein-Konglomerat-) Abteilung. Was die Möglichkeit einer exakteren Altersbestimmung des Karbonkomplexes südlich der Julischen und Steiner Alpen anbelangt, sind seit Sturs Untersuchungen, welcher auf Grund der Lipoldschen Pflanzenreste [1]) aus Idria das Vorhandensein des unteren Abschnittes der produktiven Steinkohlenformation folgerte, keine wesentlichen neuen Daten hinzugekommen, da *Productus Cora* nicht bezeichnend für eine bestimmte Abteilung ist.

Die höheren kalkigen Karbonschichten, wie Fusulinenkalk, Schwagerinenschichten und Trogkofelkalk [2]), welche das nördliche Verbreitungsgebiet auszeichnen, fehlen in der hier untersuchten Region vollständig; die Ablagerung des Perms scheint also mit einer Transgression zu beginnen.

III. Perm.

Die fossilleeren roten Sandsteine und Quarzkonglomerate, welche den Grödener Schichten der Südalpen entsprechen, zeigen außerordentliche Schwankungen in der Mächtigkeit, die zum Teil auf tektonische Ursachen, zum Teil aber wohl auf Ablagerungsverschiedenheiten zurückzuführen sind. So ist zum Beispiel diese Abteilung im Gebiete des Sairacher Berges und seiner Fortsetzung westlich der Sora in einer außerordentlichen Mächtigkeit und entsprechend großen Flächenausdehnung entwickelt, während am Südrande der Littaier Antiklinale der Werfener Schiefer auf lange Erstreckung in normaler Lagerung unmittelbar über dem Karbon auftritt.

Bemerkenswert ist die Erscheinung, daß die Grödener Sandsteine fast immer auf der schwarzen glimmerigen Schieferserie liegen, welche nach den Beobachtungen in der Littaier Aufwölbungszone die tiefere Abteilung des Karbons bildet.

Wenn man auch annehmen darf, daß die als höhere Abteilung der letzteren Formation entwickelte Sandstein- und Konglomeratstufe in anderen Abschnitten des Terrains durch Schieferfazies ganz oder großenteils ersetzt sein kann, so sind doch manche Beobachtungen wohl nur durch die Diskordanz des Grödener Sandsteines zu deuten.

[1]) *Calamites Suckowii Brgt.*, *Dictyopteris Brongniarti Gutb.* und *Sagenaria sp.* (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 434.)

[2]) Die lichten Kalke der Drnova bei Kirchheim, welche ich in den Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 106, wegen ihrer Gesteinsbeschaffenheit mit den lichten oberen kärntnerischen Fusulinenkalken verglich, ohne sie aber als solche zu bezeichnen, sind ein Bestandteil der altpaläozoischen Gesteinsreihe, deren Existenz allerdings erst mehrere Jahre später erwiesen werden konnte.

Hierher rechne ich die Erscheinung, daß bei Podlipoglava (O des Laibacher Moores), wenige hundert Meter vom Rande der zusammenhängenden Sandsteinregion des Karbons entfernt, die Grödener Schichten bereits unmittelbar über dem Schiefer liegen.

Den entscheidenden Beweis für die Vertretung des Perms im Gebiete der besprochenen Kartenblätter erhielt ich durch die Auffindung des fossilführenden schwarzen Bellerophonkalkes, welcher im Hügellande westlich der Laibacher Ebene auf sehr lange Strecken eine konstante Zone zwischen Grödener Sandsteinen und fossilführenden Werfener Schichten bildet, aber bei den Übersichtsaufnahmen zum Teil als Karbon, zum Teil als Trias (meist als Muschelkalk) eingetragen wurde. Die zahlreichen, oft sehr schön angewitterten Durchschnitte von *Diplopora Bellerophontis*, *Bellerophon sp.*, Foraminiferen, zusammengehalten mit der charakteristischen Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung, ließen aber keinen Zweifel über die Altersstellung zu. Von Interesse war auch das Auftreten von *Productus*[1]) (vgl. Verhandl. der k. k. geolog. R.-A. 1904, pag. 87), welches Herrn Prof. E. Schellwien bewog, im letzten Sommer gemeinsam mit mir einige wichtigere Lokalitäten aufzusuchen. Bei dieser Gelegenheit wurde eine kleine, aber durch ihre nahen Beziehungen zum *Productus*-Kalke der Salt-range interessante Fauna aufgefunden, über welche Schellwien in der Versammlung der Deutschen geolog. Gesellschaft (Monatsber. Nr. 9, 1905, pag. 357) einen kurzen vorläufigen Bericht erstattete. Bestimmt wurden von ihm: *Richthofenia aff. Lawrenciana de Kon.*, *Productus indicus Waag.*, *Productus Abichi Waag.*, *Marginifera ovalis Waag.*, *Lonsdaleia indica Waag.* Von den Werfener Schiefern ist dieser Fossilhorizont an den untersuchten Fundorten durch eine wenig mächtige Dolomiteinschaltung abgetrennt.

In der Gegend östlich der Laibacher Ebene konnte ich den Bellerophonkalk nicht mehr nachweisen, ebensowenig in den Profilen von Idria und Gereuth; es verschmilzt also dort der Grödener Sandstein mit dem Werfener Schiefer, obwohl auch dann noch gewisse unterscheidende Merkmale in der Farbe und Gesteinstextur bestehen bleiben.

IV. Trias.

a) Am übersichtlichsten gegliedert und am besten charakterisiert durch Einschaltung von Petrefaktenhorizonten sind die Triasschichten der südlichen Hälfte des Blattes Bischoflack, also im Idricagebiete und in der Region zwischen Pölland und Oberlaibach. Die Werfener Schichten zeigen die bekannte Ausbildung; darüber folgen die mächtigen Dolomite und Breccien des Muschelkalkes, welche durch das Niveau der Wengener Schiefer und Tuffe (an der Idrica von Felsitporphyr begleitet) von den grauen Cassianer Kalken und

[1]) Die ersten *Productus*-Funde aus den jetzt als Bellerophonkalk ausgeschiedenen Schichten machte M. V. Lipold 1856 auf dem Podpletschamrücken bei Kirchheim (Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1857, pag. 209), doch wurden sie von ihm als Beweise für das karbonische Alter der verschiedenen „Gailtaler Kalke" der weiteren Umgebung aufgefaßt.

Dolomiten getrennt sind. Der in diesen Gegenden nur mehr in geringer Ausdehnung erhaltene Hauptdolomit ist durch sehr charakteristisch ausgebildete und stellenweise fossilreiche Raibler Schichten von den anderen Triasbildungen getrennt, nur nördlich der unteren Idrica greift er unmittelbar auf die tieferen Dolomite über.

b) In der Umgebung von Bischoflack und Krainburg erscheint beiläufig an der Stelle der normalen Wengener Schichten ein faziell abweichender Schiefer-Sandsteinkomplex mit Einlagerungen von bänderkalkähnlichen Schichten, welcher weiterhin im Blatte Laibach nördlich der Save herrscht. Es handelt sich um jene auch weiter östlich verbreitete Fazies, welche seinerzeit sehr große stratigraphische Schwierigkeiten bot und häufig mit paläozoischen Gesteinen verwechselt wurde[1]), von denen sie tatsächlich an zahlreichen Stellen, so zum Beispiel in der Krainburger und Steiner Gegend, petrographisch kaum zu unterscheiden ist. In neuerer Zeit konnte Teller, welcher diesen Komplex unter dem Namen „Pseudo-Gailtaler Schichten" beschrieb (Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1889, pag. 210, 1897, pag. 19), durch glückliche Funde von Wengener Fossilien bei Cilli: *Trachyceras julium*, *Daonella Lommeli* die Einreihung dieser Schichten in die Triasformation definitiv bewerkstelligen; auch die genauere Verfolgung der stratigraphischen Verhältnisse führte zum gleichen Resultat.

Der oft auffällig paläozoische Habitus der hierhergehörigen dunklen Tonschiefer (mit Quarz- und Calcitlinsen) und grauwackenähnlichen Sandsteine scheint mir durch Umschwemmung paläozoischen Gesteinsmaterials herbeigeführt zu sein, eine Annahme, welche tektonische Störungen in triadischer Zeit voraussetzt. Für eine derartige Erklärungsweise sprechen nach meinen Beobachtungen vor allem die folgenden stratigraphischen Verhältnisse: Während die Pseudogailtaler Schichten sonst einen Bestandteil der normalen, mit Werfener Schiefern beginnenden Triasserie bilden, also von Dolomiten und Kalken der mittleren Trias unterlagert werden, erscheinen sie am Fuße der Steiner Alpen (Nordrand des Blattes Laibach) unmittelbar über den Gesteinen altpaläozoischer Aufbrüche und sind oft nicht mit Sicherheit von ihnen abzugrenzen; ferner liegt am Fuße der Jelouca (Nordrand des Blattes Bischoflack) ein sehr ähnlicher Schiefer-Sandsteinhorizont, welcher aber Cassianer Petrefakten (*Cassianella decussata* u. a.) führt, auf den silurischen Grauwackengesteinen. Analog gestalten sich die Verhältnisse

[1]) A. Bittner brachte in der Arbeit: „Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor" (Jahrb. der k. k. geolog. R.-A. 1884, pag. 476–477) eine Zusammenstellung der verschiedenen Ansichten.

Zum erstenmal hat H. Höfer (1868) triadische Ablagerungen in diesen Schichten vermutet, während sie Zollikofer und Stur als Gailtaler Schichten ausschieden, wobei aber letzterer ernste Zweifel an der Richtigkeit dieser Altersbestimmung äußerte (Geologie der Steiermark, pag. 170). Allerdings führte ihn die beobachtete Auflagerung auf Triaskalken und die sehr häufige Verknüpfung mit Tertiärbildungen zu der von Morlot geäußerten Ansicht, daß es sich um älteres Tertiär handeln könne. Bittner führte 1884 zwar einige Gründe an, welche zugunsten der Höferschen Ansicht sprechen, wagte aber wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse keine Entscheidung. Das von ihm angeführte Vorkommen von grünlichen Pietra verde-ähnlichen Gesteinen und porphyrischen Eruptivbildungen am Nordrand der Trifailer Mulde ist nicht vereinzelt; auch östlich von Stein beobachtet man Porphyr im Verbande mit diesen Schichten.

am Fuße des Porezen, wo schon Stur zur Annahme einer Transgression der unmitttelbar über der paläozoischen Unterlage entwickelten Cassianer Schichten[1]) geführt wurde. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1858, pag. 12.)

Es handelt sich also um eine zwischen den mächtigen und annähernd vollständig entwickelten Triasserien der Julischen, bzw. Steiner Alpen und jenen der südlichen Vorfalten eingeschaltete, sehr lange und annähernd ostwestlich gestreckte Gebirgszone, in welcher gewichtige Anzeichen für eine nur durch Dislokations- und Denudationsvorgänge erklärliche Lückenhaftigkeit der triadischen Schichtreihe vorhanden sind.

Dadurch gewinnen auch einige Andeutungen einer Erosionsdiskordanz zwischen den Cassian-Raibler Schichten und dem Muschelkalk in der Triasregion des Idricagebietes an Wert, obwohl die Unregelmäßigkeiten, wie schon aus dem Obigen hervorgeht, nicht immer mit der gleichen stratigraphischen Zone einsetzen.

Die Triasschichten oberhalb des „Pseudo-Gailtaler“ Horizonts sind bei Bischoflack als plattige Hornsteinkalke entwickelt, in den Profilen östlich der Laibacher Ebene aber durch lichte, oft fast massige korallenführende Kalke repräsentiert, welche in den Abstürzen nördlich des Savetales ohne irgendwelche Grenze in die megalodontenführenden Dachsteinkalke übergehen, in der Menina aber meist noch durch ein dünnes fossilleeres Schieferniveau (Dobrolschiefer) von letzteren getrennt sind.

Die echte Dachsteinkalkfazies findet man auch in dem Waldplateau der Jelouca und in dem westlich anschließenden Gebirgskamme, der über die Črna prst zum Bogatin verläuft und auf diese Weise mit dem Triglavstocke verschmilzt.

Eine interessante Abteilung bilden hier korallenführende Breccienkalke und Oolithe, welche auch in dem vor kurzem vollendeten Wocheiner Tunnel durchschnitten wurden und bezeichnende Triasfossilien, darunter Halobien aus der Gruppe der *rarestriata Mojs.*, geliefert haben.

Vor dem Zeitpunkte dieser Funde, welche zuerst durch Ingenieur M. v. Klodič beim Baue des Tunnels gemacht wurden, faßte ich diesen Oolithkalk, welcher mit den stellenweise gleichfalls oolithischen Lias(Hierlatz)bildungen zusammenstößt, als einen Jurahorizont auf (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 115), eine Ansicht, zu der auch D. Stur (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1858, pag. 19) gekommen war.

Im Bačatale, also zwischen dem Dachsteinkalkgebiete der Wochein und der normalen Hauptdolomitentwicklung des Idricagebietes, besteht die obere Trias aus mächtigen dunklen, sehr hornsteinreichen Kalken und Dolomiten, welche das unmittelbare Hangende der eigentümlichen „Cassianer“ Schichten dieser Gegend bilden, so daß man also im westlichen Teile des Blattes Bischoflack von N nach S drei

[1]) Die eigenartige Fauna dieser Schichten umfaßt an der weiter westlich gelegenen Lokalität Sela nach den Bestimmungen von Bittner *Amphiclina amoena B.*, *A. aptera B.*, *A. Sturi B.*, *Thecospira tyrolensis Lor.*, *Spirigera quadriplecta Münster*, *Sp. flexuosa Münst.*, *Rhynchonella subacuta Münster* etc. *Amphiclina aptera* fand ich auch am Osthang der Porezen.

verschiedene Faziesgebiete quert. Eine fossilführende Vertretung des Rhäts ist nicht bekannt.

Ich möchte betonen, daß die Faziesunterschiede der mittleren und oberen Triasschichten im Gebiete der beiden Kartenblätter nicht weniger auffällig sind als zum Beispiel jene zwischen der Trias des Drauzuges und der südlicher gelegenen Gebirgszonen. Die Triasfazies greifen so kompliziert ineinander und wiederholen sich anderseits in den entlegensten Gebieten in so merkwürdiger Weise — man vergleiche zum Beispiel nur das Auftauchen der eigenartigen Hallstätter Fazies in Bosnien und Süddalmatien — daß jener Wert, welchen die bekannte Theorie der alpinen „charriage" unter anderem der nordalpinen oder eigentlich nordtirolischen Drauzugtrias beilegt, ein sehr hinfälliger ist.

Ausschlaggebend für das Faziesbild sind in der Regel doch nur einige auffallende Abteilungen, wie die Carditaschichten, während andere wegen ihrer allgemeineren Verbreitung oder weniger bezeichnenden Gesteinsbeschaffenheit nicht so sehr in Betracht kommen. Die aus Grödener Sandsteinen und Quarzporphyren bestehende Unterlage der Drauzugtrias, Werfener Schichten, grauen Muschelkalk, Posidonomyenschiefer, Wettersteinkalk mit Blei- und Zinkerzen, obertriadische Dolomite und Riffkalke findet man ja in gleicher Entwicklung und Folge oft genug südlich der sogenannten „alpin-dinarischen Grenze" (Gailtallinie). Dasselbe gilt vom Lias, welcher durch Teller in Adneter Entwicklung am Südhang der Karawanken aufgefunden wurde und als echter Hierlatzkalk die Dachsteinschichten der östlichen Julischen Alpen überlagert. Gewiß hat die südalpine Trias, wie auch gar nicht anders zu erwarten ist, ihre Eigentümlichkeiten, die zum Teil auch mit dem Auftreten der unmöglich universell verbreiteten Eruptivbildungen zusammenhängen; aber vor einer Übertreibung der Kontraste warnt schon die Tatsache, daß die Stratigraphen nur eine einzige alpine oder mediterrane Meeresprovinz anzuerkennen vermögen.

V. Jura.

Obwohl die obere Trias in unserem Gebiete weit weniger verbreitet ist als die mittleren und unteren Stufen, so darf man doch nach der ganzen Lage der Reste annehmen, daß die lückenhafte Verbreitung nur eine Folge späterer Denudation ist; bei den folgenden Abteilungen der mesozoischen Gesteinsreihe ist aber in dieser Hinsicht bereits mehr Vorsicht am Platze. Im ganzen Blatte Laibach findet sich kein Jura und nach den Aufnahmen von Bergrat Teller fehlt er auch in den anstoßenden Terrains. Erst in den Karawanken treten Lias-Jurareste auf; Teller[1]) beschreibt sie ausführlich aus dem östlichen Teile der Kette und vom Gebirgsabfalle nördlich der Save (Vigunšca); seit langer Zeit bekannt sind die Hierlatzkalke und die mit ihnen verbundenen schiefrigen Schichten im Plateaugebiete der

[1]) F. Teller, Erläuterungen zum Blatte Praßberg an der Sann. 1898, pag. 61, und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 413—417.

Julischen Alpen. Am Südabbruche des Dachsteinkalkkammes zwischen der Wocheiner Save und dem Bačatale sind die Lias-Jurabildungen als eine mannigfaltige Zone von Crinoidenkalken (Hierlatzfazies), kieselreichen roten und grünen Ton- und Kalkschiefern mit eingeschalteten Bändern von Hornsteinkalken entwickelt. Sie begleiten in überkippter Lagerung die lange, als Isonzolinie in der Literatur bekannte Störungszone, welche den Abbruch der Julischen Alpen bezeichnet und erscheinen auch im Hügellande beiderseits des Bačalaufes. In letzterem bleibt die Kalkentwicklung im Vergleiche zur Schiefermächtigkeit zurück. In den tieferen Schichten treten mächtig entwickelt plattige Kalkschiefer und graue, hornsteinführende Mergel auf, welche im Aussehen große Ähnlichkeit mit der Fleckenmergelfazies der Nordalpen haben, aber trotz eifrigen Suchens keine Fossilien lieferten; überhaupt sind diesbezügliche Funde in der ganzen Schichtreihe äußerst spärlich und von einer paläontologischen Gliederung ist man daher noch weit entfernt.

In den Schiefern des Bačatales entdeckte Stur einen kleinen Belemniten, in Kalken der gleichen Serie (aber schon außerhalb des Blattes, bei Tolmein) *Rhynchonellina tubifera Suess* und *R. Sturi Bittner* (früher den Woltschacher Kalken zugeschrieben [1]); in den Hierlatz-Crinoidenkalken der Černa gora sammelte ich *Phylloceras Partschi Stur*, *Pleurotomaria sp.*, Crinoidenstiele und *Rhynchonella*-Fragmente.

Die genannten Bildungen beschränken sich auf den westlichsten Teil des Blattes Bischoflack; dasselbe gilt von den faziell gänzlich abweichenden Juraschichten, welche südlich des Bačatales in Form von Korallenkalken auf dem Hauptdolomit des Veitsberges liegen und einen Ausläufer der rein kalkig-dolomitischen Entwicklung des Hochkarstes (Ternowaner Wald) darstellen.

VI. Kreideformation.

a) Die mächtige Kreidekalkentwicklung, welche den Karst auszeichnet und im Blatte Adelsberg sehr große Flächen einnimmt, reicht nur mit einem kleinen, aus Requienien- und Radiolitenkalk bestehenden Ausläufer bei Idria in das nördliche Kartengebiet hinein.

b) In der Kreidemulde des Bačagebietes, welche sich bei Santa Lucia und Tolmein an jene des Isonzotales anschließt, macht sich eine andere Ausbildung bemerkbar, welche in den tieferen Schichten durch die hornsteinführenden, stark gefältelten Woltschacher Plattenkalke, in den höheren durch das Auftreten von sandigschiefrigen, flyschähnlichen Gesteinen [2] (mit Fucoiden und einigen großen *Inoceramus*-Resten bei Podbrdo) ausgezeichnet ist; die Einlagerungen von Rudistenkalk, welche bei Santa Lucia noch mächtig sind, reduzieren

---

[1]) Über die anfänglichen Schwierigkeiten in der Erkennung und kartographischen Ausscheidung der Jura-Kreideentwicklung des Bačatales vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 112, 114 etc. und 1904, pag. 112 ff.

[2]) Die flyschähnlichen Kreidegesteine von Podbrdo sind identisch mit jenen Schichten, welche in älterer Zeit infolge der als *Bytrotrephis* bestimmten Chondritenfunde von Morlot für Silur galten.

sich im oberen Bačagebiete auf einige schmale Bänder. Ich glaube, daß dieser Fazieswechsel mit der Küstennähe zusammenhängt; jedenfalls ist es bemerkenswert, daß in dem ganzen Gebiete der Julischen und Steiner Alpen Kreideablagerungen nicht bekannt geworden sind.

c) Im Blatte Laibach liegt östlich von Domschale ein kleiner, erst im Vorjahre aufgefundener Denudationsrest von oberkretazischen Radiolitenbreccien unmittelbar auf Muschelkalk und „Pseudo-Gailtaler“ Schiefern. Landeinwärts trifft man die nächsten hierhergehörigen Ablagerungen erst jenseits der Steiner Alpen und Ostkarawanken am Südfuße des Bacher, wo sie in der tektonischen Senke von Windischgratz (Weitenstein) auftreten als Glied jener Kette von Vorkommnissen, welche nördlich der Drau im Lavanttale und an der Gurk bekannt sind. (Vgl. Teller, Erläuterungen zum Blatte Praßberg a. d. Sann, Zone 20, Kol. XII, Wien 1898, pag. 68—70.) Auch diese Kreidereste bestehen im wesentlichen aus Rudistenkalk und bezüglich ihrer Lagerung sagt Teller in dem zitierten Abschnitte: „Bei St. Rochus, W von Windischgratz, reichen die kretazischen Ablagerungen hart an den genannten Bruchrand heran, aber nur in Gestalt eines jüngeren transgredierenden Gliedes; an dem Aufbau der Karawankenkette selbst haben sie keinen Anteil. Sie stehen zu den älteren, mit den oberjurassischen Aptychenschichten abschließenden mesozoischen Schichtgliedern dieser Gebirgskette genau in demselben tektonischen Verhältnisse wie die Gosaubildungen der Nordostalpen zu den Trias- und Juraablagerungen dieses Gebietes.“

Das transgredierende Kreidevorkommen von Domschale liefert den Beweis, daß diese jungmesozoischen Gebirgsbewegungen ihren Einfluß auch weit nach Süden bis nahe an die Karstregion von Inner- und Unterkrain äußerten und bei einer allgemeinen tektonischen Betrachtung nicht vernachlässigt werden dürfen.

VII. Tertiär und Quartär.

Im Karstgebiete von Innerkrain und Küstenland schließt die Reihe der Tertiärbildungen mit Flyschablagerungen (Ţasselo und Macigno) ab, deren Alter nach den Petrefaktenfunden als mitteleocän bestimmt werden muß. Was die Lagerungsverhältnisse anbelangt, ist hervorzuheben, daß diese Bildungen in den näher am Adriatischen Meere liegenden Karstzügen sich an die Serie: Cosinaschichten, Alveolinen- und Nummulitenkalk in gleichmäßigem Schichtverbande anschließen, während sie weiter landeinwärts, in der Hochkarstregion, transgredierend über mesozoischen Schichten auftreten. (Erläuterungen zum Blatte Adelsberg—Haidenschaft, pag. 45 ff.) Die am weitesten binnenwärts liegenden Denudationsreste eocäner Sandsteine und Mergel trifft man in der Umgebung von Loitsch und Idria (im Blatte Adelsberg), während im Kartengebiete von Bischoflack und Laibach keine Spur dieser Schichten aufgefunden wurde. Die Tertiärbildungen innerhalb der letzteren Regionen bestehen aus Oligocän- und Miocänschichten, welche nicht über den Karst hinweg

mit dem adriatischen Gebiete kommunizieren, sondern entlang der Hügelzonen an der Save mit dem großen Tertiärgebiete der ungarisch-kroatischen Ebenen in Zusammenhang treten.

Die Transgression beginnt mit marinen Mitteloligocänschichten [1]), welche am Ostfuße der Steiner Alpen fossilreich entwickelt sind, aber auch im südlichen Teile dieses Gebirges und im oberen Savetal (bei Polschiza) nachgewiesen wurden. In jenem Teile der Saveebene, welcher in das Gebiet der hier besprochenen Kartenblätter fällt, sind diese Schichten nirgends zu beobachten, sondern das Tertiär beginnt mit den oberoligocänen Sotzkaschichten, welche in der Umgebung von Zwischenwässern durch das Vorkommen von Cyrenen (zum Beispiel *C. semistriata Desh.*), *Melanopsis Hantkeni Hofmann*, *Planorbis sp.*, *Potamides margaritaceus Bronn* etc. sowie durch Kohlenspuren und Pflanzenreste (*Ficus sagoriana Ett.*, *Banksia longifolia Heer*) gut charakterisiert sind. Ebenso wie die Mitteloligocänschichten vor Ablagerung dieses Schichtkomplexes auf weiten Strecken bereits wieder entfernt waren, sind auch die Sotzkabildungen ihrerseits vor Ablagerung der mediterranen und sarmatischen Schichten vielfach abgetragen, fehlen beispielsweise in den Miocänmulden bei Moräutsch und Stein und stellen sich erst östlich vom Rande des Blattes Laibach in den Kohlengebieten von Trifail—Sagor und Möttnig als Basisglied der Tertiärschichten ein. Es muß also auch der Ablagerung der in konkordanter Lagerung entwickelten mediterranen und sarmatischen Bildungen eine Dislokationsphase vorangegangen sein, auf die auch A. Bittner hingewiesen hat.

Der letzten, nach Ablagerung der sarmatischen Bildungen erfolgten Faltung scheinen viele der wichtigsten Strukturlinien bereits vorgezeichnet gewesen zu sein. Die Miocänschichten der fast ostwestlich streichenden Mulde von Stein liegen größtenteils dem in derselben Richtung verlaufenden Zuge der Pseudo-Gailtaler Schichten auf, greifen aber auch auf die südlich derselben befindlichen Schichten des Muschelkalkes und bei Stein auf die höheren Riffkalkbildungen über; es muß also schon damals in der oberflächlichen Verteilung der Triasschichtglieder ein ähnliches Verhältnis geherrscht haben wie heute. Es braucht übrigens kaum hinzugefügt werden, daß ich deshalb keineswegs die beiden Tertiärmulden von Moräutsch—Trifail und Stein—Möttnig als die Überreste zweier getrennter Meeresbuchten betrachte, wogegen schon die analoge Beschaffenheit der stratigraphischen Unterabteilungen (untere Tegel und Grünsande [2]), Tüfferer Mergel in Begleitung von Nulliporenkalk, sarmatische Schichten) sprechen würde.

Die in Übereinstimmung mit Teller als jungtertiär bezeichnete ungestörte Nagelfluh der Laibacher Ebene ist fluviatiler Saveschotter, dessen Material großenteils aus den Julischen Alpen stammt, während die sowohl in der Ebene als auch an den in sie verlaufenden Hügel-

---

[1]) Vgl. F. Teller. Erläuterungen zum Blatte Praßberg a. d. Sann, pag. 70; Eisenkappel-Kanker, pag. 91 ff.

[2]) Letztere vorwiegend aus Quarzkörnern und Quarzgeröllen bestehend, deren Material in dieser Gegend nur aus den Pseudo-Gailtaler Schichten und dem Paläozoikum herrühren kann.

gehängen verbreiteten jüngeren Lehmbildungen mit verhältnismäßig zahlreichen Sandstein- und Porphyrgeschieben jedenfalls der Abtragung der näheren Umgebung die Hauptmasse ihres Materials verdanken, also wohl zu einer Zeit ihre Entstehung fanden, in welcher die Save auf ein schmales Bett beschränkt war. Auf die Ablagerung der Lehme folgte in der Saveebene jene der quartären Terrassenschotter, welche ersteren vielfach an- und aufgelagert sind, sich daher leicht als jüngere Absätze zu erkennen geben. Moränen und Gletscherschliffe waren in dem Kartengebiete nicht zu beobachten. Über die interessanten Bildungen des Laibacher Moores enthält die im Jahre 1905 erschienene und in den Verhandlungen desselben Jahres, pag. 208, referierte Arbeit von Dr. E. Kramer ausführliche Mitteilungen.

Tektonische Bemerkungen.

Jener Teil des Kartengebietes, welcher östlich der Saveebene liegt, zeigt eine sehr klare Struktur, welche in keinem wesentlichen Merkmale von dem durch die Übersichtsaufnahmen geschaffenen Bilde abweicht. Das Streichen der beiden Hauptsynklinal- und Antiklinalzonen außerhalb des Abbruches der Steiner Alpen und der Menina ist rein ostwestlich, nur der nach Süden abfallende Flügel der südlichen (Littaier) Antiklinale zeigt den beginnenden Einfluß der dinarischen [1]) Störungsrichtungen, welche bereits in kurzer Entfernung zur ausschließlichen Herrschaft gelangen und den ganzen Bau der Gegend Auersperg—Franzdorf—Zirknitz bestimmen.

Bei den Aufnahmen des Vorjahres, welche zur Klarlegung dieses Verhältnisses mehrfach über die Kartengrenzen hinaus in das Gebiet des Blattes Weichselburg—Zirknitz übergreifen mußten, zeigte sich, daß in dieser Gegend keine scharfe tektonische — noch weniger natürlich eine stratigraphische — Grenze zwischen den beiden auseinandertretenden Faltungssystemen besteht, sondern daß die Lostrennung durch Vermittlung einer Übergangsregion erfolgt, also unter Umständen, wie sie bei der Abzweigung eines Gebirgszuges von einem anderen gleichaltrigen als die natürlichsten vorausgesetzt werden müssen. C. Diener (Bau und Bild der Ostalpen. Wien 1903, pag. 565) hat bei Erörterung der Frage, in welcher Weise sich nördlich der Save die Begegnung zwischen dem WO streichenden Faltensystem der südlichen Kalkzone und dem NW—SO streichenden dinarischen Gebirgssystem vollziehe, bemerkt, daß zwar in der Literatur darüber keine näheren Angaben zu finden seien, daß aber nach seiner Ansicht ein Eingreifen der dinarischen in die südalpine Faltungsrichtung, mithin ein Ubergang stattfinde — eine Ansicht, welche für das hier erwähnte Gebiet durch die vorjährigen Begehungen bestätigt wurde.

[1]) Ich gebrauche den Ausdruck „dinarisch“ im ursprünglichen Sinne als gleichbedeutend mit dem formell nicht immer gut anwendbaren Ausdrucke Karstsystem.



Zur annähernden räumlichen Fixierung der Grenzgegenden hat Lipold die Linie Neustadtl (Rudolfswert)—Weichselburg angegeben. Ein ziemlich markanter Punkt in unserem Gebiete wäre der Hügelsporn des Movnik bei Orle (auf der Übersichtskarte erkennbar); von da ab geht die Berührungszone quer durch das Laibacher Moor über das Pöllander und Kirchheimer Gebiet zum Isonzotale bei Tolmein.

Begeben wir uns in das Hügelland westlich der Laibacher Ebene (Blatt Bischoflack und westlicher Teil des Blattes Laibach), so verwickeln sich die Verhältnisse sehr bedeutend. Immer näher treten infolge der Konvergenz des Streichens die Karstgebirge an die Randzone der Julischen Alpen heran, um sich endlich im Isonzotale bei Tolmein gänzlich an sie anzuschmiegen, immer enger wird dadurch der Raum, welcher für die Entwicklung der inneren Faltenzüge übrigbleibt.

Die tektonischen Phänomene, welche dieser interessante Gebirgskeil bietet, habe ich in mehreren Aufsätzen, zuletzt in „Überschiebungen im Randgebiete des Laibacher Moores“ berührt; eine ausführliche und zusammenhängende Schilderung des ganzen Komplexes von Erscheinungen kann naturgemäß erst mit der Publikation geologischer Begleitkarten erfolgen. Bemerkt möge hier nur werden, daß die große Überschiebung von Pölland ursächlich mit der stärkeren Kompression dieses eingezwängten Gebirgskeiles zusammenhängt; sie ist hervorgegangen aus der Littaier Antiklinalzone, welche nach den letztjährigen Untersuchungen in normaler Entwicklung gegen die Laibacher Ebene streicht und erst bei Orle die ersten Anzeichen jener tektonischen Komplikationen am Südrande erkennen läßt, die in den Inselbergen des Moores und weiterhin im Pöllander Gebiete zu so auffälligen Überschiebungserscheinungen führen. Hand in Hand geht damit eine Ablenkung der ganzen Aufbruchszone in dinarischem Sinne; es sind also lokale Phänomene, durch welche eine einfache Antiklinale in eine verhältnismäßig bedeutende Überschiebung überging.

Die auch als auffällige Faziesgrenze wichtige Kirchheimer Bruchlinie, welche gleichfalls durch Überschiebungen nach Süden ausgezeichnet ist, knüpft an die Pöllander Region an und setzt sich bis in das Isonzotal fort, wo sie mit der von SO heraufkommenden Störungszone von Idria (typisch dinarische Linie) verschmilzt. Das Verhältnis dieser Störungen zur Abbruchzone der Julischen Alpen näher zu untersuchen, wird erst die Aufgabe der nächsten Aufnahmsperiode sein. Nach der alten Karte zu urteilen, scheint mir eine Durchkreuzung vorzuliegen, was nach den auch sonst beobachteten Interferenzerscheinungen in diesen Gegenden viel Wahrscheinlichkeit für sich hat. Bekanntlich hat Teller den Einfluß transversaler, der dinarischen Streichrichtung angehöriger Störungen auch am Südwestrande des Bachergebirges erkannt und ihre Fortsetzung tief in das Innere der Zentralalpen hervorgehoben, ferner wurde von mir bei Beschreibung der tektonischen Stellung der Laibacher Ebene darauf hingewiesen, daß in der Verlängerung dieser schräg zum Streichen gelegenen, schon in oligocäner Zeit vorhandenen Depressionsregion eine unverkennbare Ablenkung durch die Zone der Karnischen Alpen und Karawanken geht und weiterhin in der Furche Villach—

Spital—Ober-Vellach eine schon nach den Übersichtsaufnahmen kenntliche Transversallinie in das Herz der Zentralzone reicht, wo sie sich in den Tauernbogen einfügt.

Im stratigraphischen Teile dieser Arbeit habe ich Gewicht auf alle Anzeichen älterer Dislokationsperioden gelegt, weil sie in der Tektonik unseres Gebietes entschieden eine große Rolle spielen. So haben die altpaläozoischen Schichten der Umgebung von Eisnern ihre eigene Tektonik, welche von jener der jüngeren Gesteinsdecke abweicht; das Perm liegt diskordant auf Karbon; in der Trias läßt sich die Verbreitung und Gesteinsbeschaffenheit der Pseudo-Gailtaler Schichten befriedigenderweise nur durch vorhergegangene Dislokations- sowie Denudationsvorgänge erklären und die Existenz von jungmesozoischen Bodenbewegungen wird uns durch die Transgression der oberen Kreide östlich der Laibacher Ebene veranschaulicht.

Eine besondere Erwähnung verdienen die Erscheinungen, welche mit der Lagerung der Tertiärschichten in Zusammenhang stehen.

Die Sotzkaschichten beschränken sich im Blatte Bischoflack auf den gegen die Saveebene tauchenden Muldenrand der älteren Gesteine, denen sie als konglomeratische Decke aufliegen; im Blatte Laibach überlagern sie nicht nur Triasschichten, sondern auch Gesteine paläozoischer Aufbrüche (weitere Umgebung von Zwischenwässern), nehmen Material aus diesen auf und zeigen untrüglich, welch bedeutendes Ausmaß von Gebirgsbildung und Denudation schon vor dem oberen Oligocän stattgefunden hat. Beim Studium der gleichen Ablagerungen in den Mulden von Trifail und Sagor, also in der östlichen Fortsetzung der Tertiärgebiete des Blattes Laibach, war schon A. Bittner (Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1884, pag. 540 u. a.) zur Anschauung gelangt, daß „die Grundgebirgsränder zum größten Teile mit Längsbruchlinien zusammenfielen und daß nach Ablagerung des Tertiärs die Gebirgsbewegungen fortdauerten . . .“

Daß es sich hier nicht um untergeordnete Lokalereignisse handelt, beweisen die von Teller sehr ausführlich beschriebenen Lagerungsverhältnisse südlich des Bachergebirges. Die transgredierenden Sotzkaschichten sind dort mit dem schmalen oberkarbonischen Schichtenaufbruche inmitten der Trias südlich von Weitenstein derart verwachsen (Erläut. zum Blatt Praßberg, pag. 89), daß sie oft nur durch ihre Flözlagen und Fossilien unterschieden werden konnten; sie greifen entlang von präexistierenden Depressionen fjordartig in das ältere Gebirge ein und zeigen in Verbreitung und Lagerung deutliche Abhängigkeit von einem bestimmten tektonischen Rahmen (l. c. pag. 90). Dieselben Verhältnisse konnte der gleiche Beobachter auch weiter östlich erweisen, wo die oligocänen Schichten gleichfalls mit den karbonischen Längsaufbrüchen als transgredierende, nachher natürlich noch intensiv gefaltete Schollen oft nahezu untrennbar verschmolzen sind und anderseits auch die älteren Gebirgsinseln von Wotsch und Gonobitz mit Grundkonglomeraten und Flözbildungen umlagern.

(Vgl. die Angaben in Tellers Erläuterungen zum Blatte Pragerhof—Windisch-Feistritz, pag. 44—52, 82—88.)

Es kann also keinem Zweifel unterliegen, daß eine große Anzahl von Schichtaufbrüchen, welche nur als Folge von Faltung aufgefaßt werden können, bereits im Alttertiär vorhanden war.

Jene Faltung, welche noch die mediterran-sarmatischen Miocänablagerungen ergriffen und stellenweise, so in der Mulde von Stein, noch nach Süden überkippt hat, ist also nicht mehr und nicht weniger als die letzte einer Serie von Gebirgsbildungsphasen innerhalb unseres Gebietes, aber es wäre falsch, anzunehmen, daß letzteres erst durch sie eine Faltungsregion geworden ist.

Obwohl für jeden, der nicht auf dem Standpunkte einer Katastrophentheorie steht, diese Erscheinungen, welche auch mit den Lagerungsverhältnissen des älteren marinen Oligocäns und der oberen Kreide in Einklang stehen, etwas Unauffälliges sein müssen, halte ich es nicht für überflüssig, sie nochmals hervorzuheben. P. Termier hat in seiner Studie: Les nappes des Alpes orientales et la Synthèse des Alpes (Bull. Soc. géol. de France, 4e serie, Tome III, 1903), pag. 762, die Ansicht ausgesprochen, daß die „Dinariden" — worunter nach der jetzt üblichen Abgrenzung die ganzen Alpen südlich der Zone Ivrea—Tonale—Gailtal—Bacher verstanden sind — als „traîneau solide, non plissé" [1]) über die Alpen hinweggingen, sie nach Norden drängten und erst später, nach dem erfolgten Absinken entlang der genannten Zone durch den elastischen Rückstoß der auftauchenden alpinen „nappes" nach Süden überfaltet wurden. Alle diese Prozesse hätten sich in der Miocänzeit, also sehr rasch, abgewickelt (pag. 763).

Den tatsächlichen Beobachtungen in den Südalpen und im Karst steht diese Vorstellungsreihe ganz fremd gegenüber. Die Verlegenheiten, welche der Bau dieser Regionen einer Theorie der alpinen „charriages" bereitet, sind durch die künstliche Konstruktion tektonischer Kontraste, wie zwischen Schub- und Rückstoßfaltung, und durch eine hypothetische Chronologie der Ereignisse, welche mit den Beobachtungen in Widerspruch steht, eben nicht zu beseitigen.

Würde man trotz aller Beweise für die Existenz bedeutender älterer Faltungen auch annehmen, daß die ostwestlich streichenden Züge der Südalpen erst durch den „elastischen Rückstoß" der vorher nach Norden gedrängten alpinen Decken zusammengepreßt seien, so kann man doch unmöglich für die südöstlich verlaufenden und tief in die Alpen reichenden Karststörungen das gleiche behaupten. Termier scheint vorauszusetzen, daß es sich im letzteren Falle bloß um ein Abgleiten gegen die Adria handelt, welche nach seiner Behauptung infolge des Vormarsches der Schubmasse einsank. Wie verhalten sich aber dazu die Beobachtungen? In der Kreidezeit war das adriatische

[1]) „Je suis porté à croire que la marche en avant du pays dinarique est antérieure au propre plissement de ce pays. Elle est antérieure, en tout cas, à la phase des plissements énergiques dans les Dinarides. C'est un traîneau solide, non plissé, qui est passé sur les Alpes. Et c'est après sa translation qu'il s'est faillé et disloqué, d'abord; puis qu'il s'est plissé, de lui même, et par simple élasticité, en poussant au vide sur la région adriatique effondrée" (pag. 762, zur Ergänzung vgl. auch pag. 765).



Gebiet überflutet, lag also schon damals tiefer als große Teile der Alpen. Während des Eocäns wurde in den Außenzonen des krainisch-küstenländischen Karstes noch eine gut gegliederte brackische und marine Schichtserie abgelagert, von welcher nur der obere Teil, der Flysch, entlang eines südöstlich, also schon dinarisch verlaufenden Striches auf die mesozoischen Bildungen der heutigen Hochkarststufe übergreift, ein Beweis dafür, daß schon damals die heutige Küstenzone tiefer lag als der innere Karst, also eine adriatische Depression vorhanden war. Diese Depression, welche auch durch das Auftreten der obereocän—oligocänen Prominaschichten in den Küstenfalten von Norddalmatien angedeutet ist, hat selbstverständlich ihre Lage mehrfach geändert, sie war im jüngeren Tertiär weiter nach Westen gerückt [1]) und verschob sich erst durch spätere Einsenkungen wieder gegen Dalmatien. Aber dieser junge Einbruch der „Adriatis", welchen Termier offenbar vor Augen hat, fand die Karstfalten schon vor, diese sind also unmöglich erst durch ihn entstanden.

Die Depression im Süden der Alpen, welche gewiß von großer tektonischer Bedeutung ist, hat mit dem Zusammensinken einer hypothetischen Schubmasse nichts zu tun, denn ihre Existenz reicht weit zurück; dasselbe gilt von den Faltungsbewegungen ihrer Gebirgsumrahmung, welche auch für viel ältere Zeitabschnitte nachweisbar sind, als nach Termiers Theorie statthaft wäre.

Nun ist allerdings eine katastrophengleiche, ins Miocän fallende Bildungsperiode der alpinen Überfaltungsdecken nicht eine unentbehrliche Voraussetzung der Schubtheorie überhaupt, sondern eine subjektive Vorstellung Termiers, welche selbst von vielen Anhängern der neuen Richtung nicht geteilt werden dürfte. Nach H. Schardt [2]) haben in den Westalpen die großen Überschiebungsvorgänge bereits nach Ablagerung des eocänen Nummulitenkalkes begonnen; sie dauerten während der Ablagerung des Flysch und der Miocänschichten fort, und die letzten Bewegungen fanden statt, nachdem bereits die miocäne Erosion zerstörend eingegriffen hatte. M. Lugeon [3]) hat diese Ansicht, wie aus einer Stelle in seinem Vortrage auf dem Wiener Geologenkongreß hervorgeht, gleichfalls aufgenommen. Der Zeitrahmen für die Bewegungen ist also diesen Autoren zufolge entschieden größer als nach Termiers Anschauung und er umschließt ohne Schwierigkeit die wichtigsten tertiären Bewegungen in den Südalpen und dem Karst. Aber auch unter diesem Gesichtspunkte ist es mir nicht verständlich, wie man zwischen der Struktur dieser südlichen Gegenden und jener der nördlicher gelegenen Gebiete einen prinzipiellen Gegensatz annehmen kann, der weder im Alter noch im Charakter ihrer Dislokationsformen gelegen ist.

Die Methode Lugeons, welcher die südlich seiner „Wurzelzone" von Bellinzona-Ivrea gelegenen, nach Süden überstürzten Falten

[1]) Vgl. darüber E. Suess. Antlitz der Erde. Bd. I, pag. 348.

[2]) H. Schardt. Encore les régions exotiques. Réplique aux attaques de M. Emile Haug. Bull. Soc. Vaudoise des sciences naturelles. Vol. XXXVI, No. 136, pag. 169. Lausanne 1900.

[3]) M. Lugeon. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes Suisses. Compte-rendu IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903, pag. 481.



als „extraalpin“ oder „dinarisch“ aus seinen tektonischen Betrachtungen des Alpenbaues formell ausschaltet [1]), erscheint mir daher ebensowenig gerechtfertigt wie der Standpunkt Termiers, welcher in den Südalpen die bloß sekundär gefaltete Schub- oder Stoßmasse sieht. Die südliche Kalkzone kann nicht anders aufgefaßt werden denn als wesentlicher Bestandteil des Faltengebirges der Alpen; sie hat trotz der plateauähnlichen Struktur der Tiroler Dolomiten und ihres Porphyrsockels, welche meist den Ausschlag zu geben scheint, wenn von ihr gesprochen wird, mit einer starren Masse nie etwas zu tun gehabt; die nach Süden gerichteten Bewegungstendenzen, welche in ihr naturgemäß häufiger und zusammenhängender auftreten als in anderen Teilen des Gebirges, sind so vollwertig wie jene, welche sich gegen das nördliche Vorland wenden.

Ich weiß sehr wohl, daß diese Bemerkungen nicht den Kern der neuen Theorie treffen, denn obgleich diese ursprünglich von der Voraussetzung eines einseitigen Nordschubes ausging, so könnten doch die von ihr angenommenen Überwälzungen der einzelnen Gesteinszonen schließlich auch mit einer mehr oder minder symmetrischen Gebirgsanlage in Einklang gebracht werden, etwa entsprechend einem jener Bilder, welche Holmquist [2]) von der skandinavischen Überschiebung entwirft. Allerdings würde damit der schiebende und gleichzeitig belastende „traîneau écraseur“, welchen Termier nicht entbehren zu können glaubt, verschwinden [3]).

Man wird vielleicht einwenden, daß die Bedeutung der Südbewegungen im Vergleiche zu den Nordüberfaltungen nicht so groß sei, daß man sie vergleichbar nennen könnte. Aber ist denn das gigantische Ausmaß der letzteren, ist die Wurzellosigkeit und der „exotische“ Ursprung unserer nördlichen Kalkalpen und der ähnlichen sogenannten Decken schon erwiesen? Die Zuversichtlichkeit der Vertreter der neuen Anschauung und der schon ins Detail gediehene Ausbau des ganzen theoretischen Gebäudes entscheidet hier nicht, solange nicht ernste Bedenken, welche schon von verschiedenen Seiten erhoben wurden, in voller Gründlichkeit widerlegt sind. Zu jenen Beobachtungen, welche in erster Linie für die Frage in Betracht kommen und von den Anhängern der Schubtheorie vor allen anderen aus der Welt geschafft werden müßten, gehören jene über die Beziehungen zwischen Kalk- und Flyschzone sowie über die Lagerungsverhältnisse der alpinen oberen Kreide, auf welche Prof. C. Diener [4]) in seiner Entgegnung mit Recht so besonderes Gewicht gelegt hat. Auch A. de Grossouvre hat in der Notiz: „Sur les couches de Gosau considérées dans leurs rapports avec la theorie du charriage“ (Bull. soc. géol. de France, Paris 1904, pag. 765) die Gosaufrage als ungünstiges Moment für die neue Theorie gekennzeichnet.

---

[1]) M. Lugeon. Bull. Soc. géol. de France. Paris 1901. 4e Série, tome I, pag. 817.

[2]) Zitat nach E. Suess. Antlitz der Erde. III. Band, pag. 494.

[3]) Vgl. die Bemerkungen in meinem Referat über Dieners Entgegnung. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 255.

[4]) C. Diener. Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1904, pag. 179, 180.

Eine Ablagerung, welche in den Nordalpen mit Basiskonglomeraten etc. auf den verschiedenen Triasschichten liegt und durch Faziesübergänge oder Wechsellagerungen[1]) mit den kretazischen Schichten der unbestritten „autochthonen" Flyschzone untrennbar verbunden ist, welche auf das Paläozoikum von Graz transgrediert und im Gurk- und Lavanttale tief in die Zentralalpen eindringt, welche in der Gegend der „alpindinarischen" Grenze als eine nicht mehr am eigentlichen Gebirgsbaue beteiligte Schichtgruppe auf die Trias der Ostkarawanken und jenseits der alten Bruchlinie auf die kristallinische Gesteinsmasse des Bachergebirges übergreift und die noch am Ostrande der Laibacher Ebene den Muschelkalk überkleidet, verträgt sich unter keiner Bedingung mit der Theorie der alpinen „charriage". Wenn im Tertiär die nördlichen Kalkalpen als Überfaltungsdecke die zentralalpinen „nappes" überwölbten und sich auf das autochthone Flyschvorland herabwälzten, dann dürfte wohl das Neogen in der eben geschilderten Art vorkommen, nicht aber die obere Kreide.

Die Art des Auftretens dieser Schichten in den Ostalpen ist nicht bloß, wie A. de Grossouvre sich auf Grund von allgemein stratigraphischen Erwägungen ausgedrückt hat, ungünstig für diese Auffassung des Alpenbaues, sondern macht sie unannehmbar, wenn man nicht unter dem Eindrucke einer bestimmten Hypothesenreihe über derartige unlösbare Widersprüche hinwegsieht.

---

[1]) E. Fugger. Salzburg und Umgebung, pag. 9—20. Führer für die geologischen Exkursionen. Congr. géol. internat. Vienne 1903, Nr. IV; A. Bittner, Hernstein, pag. 276, Wien 1882; G. Geyer, Über die Granitklippe im Pechgraben bei Weyer. Verhandl d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 388—390.

Die Faziesentwicklung der südbayrischen Oligocänmolasse.

Von Dr. ing. Heinrich Stuchlik, kgl. Bergmeister in Traunstein.

Mit 2 Tafeln (Nr. VII [I] und VIII [II]) und 5 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Bereits im Jahre 1893 habe ich darauf hingewiesen[1]), daß die südbayrische Oligocänmolasse auf Grund vielfacher Analogien, welche sich mit den Sedimenten der heutigen Meere in bezug auf die Beschaffenheit des Materials und die Verteilung der organischen Einschlüsse ziemlich unverschleiert zu erkennen geben, in vier Fazies, nämlich die Cyrenenschichten, die bunte Molasse, die Cyprinenschichten und die Tiefseemergel, gegliedert werden kann. Die beiden letzteren entsprechen der unteren Meeresmolasse. Schon damals erklärte ich sämtliche Gruppen für gleichaltrige Bildungen, welche jedoch verschiedene paläontologische und petrographische Merkmale besitzen, je nachdem die Schichten im Brack- oder Salzwasser der Strandregion, der tieferen Küstenzone oder in der Tiefsee abgelagert wurden.

Bekanntlich hielt v. Gümbel[2]) die untere Meeresmolasse für mittel-, die brackische für oberoligocän. Erst W. Wolff[3]) zeigte 1896 durch seine eingehende paläontologische Untersuchung der südbayrischen Oligocänmolasse und seine vergleichenden Studien mit den in neuerer Zeit genauer erforschten oligocänen Faunen Norddeutschlands, Frankreichs und Österreichs, daß sowohl die untere Meeres- sowie die brackische Molasse zwei Äquivalente oberoligocänen Alters sind, welche zusammen einen einheitlichen Schichtenkomplex bilden.

Seither hat sich diese Auffassung immer mehr Bahn gebrochen und man erkannte, daß bei Bewertung der Kohlenfelder mit diesem Faktor ebenfalls gerechnet werden müsse.

Für die Entstehung der bunten Molasse jedoch vermochten, wie die einander entgegenstehenden Anschauungen v. Gümbels,

---

[1]) Stuchlik. Geologische Skizze des oberbayrischen Kohlenreviers. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Nr. 30, Wien 1893, S. 382.

[2]) v. Gümbel. Geologie von Bayern, Bd. II, Kassel 1894, S. 323.

[3]) Wolff. Die Fauna der südbayrischen Oligocänmasse. Paläontographica, Bd. XLIII, München 1897, S. 225, 227.

Weithofers[1]) und Rothpletz'[2]) bekunden, selbst die Ausführungen Wolffs eine befriedigende Erklärung noch nicht zu geben, obgleich diese offenbar in der Faziesentwicklung der Molasse zu suchen ist.

Wenn ich mich unter diesen Umständen der Aufgabe unterzog, einschlägiges Material, welches ich teils gelegentlich der geologischen Begehung des oberbayrischen Kohlenreviers, teils während meiner Tätigkeit beim Bergwerksbetriebe in Miesbach, Hausham, Penzberg Peißenberg sammelte, im vorliegenden zur Besprechung zu bringen und mit identischen Erscheinungen bei gesteinsbildenden Vorgängen der Jetztzeit zu vergleichen, so geschah dies in der Hoffnung, hierdurch einen nützlichen Beitrag zur Kenntnis der eigenartigen Korrelationen zwischen der flözführenden und unproduktiven Fazies des Kohlengebirges zu liefern.

Sie erheischen um so mehr Beachtung, je näher die Zeit heranrückt, wo auch in den südbayrischen Grubenfeldern die Erschließung neuer, unterirdischer Kohlenschätze nur noch mit Hilfe kostspieliger Tiefbohrungen möglich sein dürfte.

Allen Fachgenossen, welche mir die Arbeit durch ihr freundliches Entgegenkommen erleichterten, sage ich bei dieser Gelegenheit aufrichtigen Dank.

In dankbarer Verehrung gedenke ich hierbei auch des um die Förderung der geologischen Erforschung dieses Bergwerkdistrikts hochverdienten verstorbenen technischen Direktors Ludwig Hertle der oberbayrischen Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau in Miesbach, der mir oft durch schätzenswerte Anregungen seine Unterstützung in wohlwollendster Weise zuteil werden ließ.

Geologische Einleitung[3]).

Das Gebiet unserer Betrachtung ist die bayrische Voralpenzone, insbesondere zwischen Inn und Lech.

Die Namen Schliersee, Tegernsee, Kochel- und Staffelsee sind so wohlbekannt, um jedermann sogleich über die Grenze nach Süden zu orientieren und es genügt, die Stationen Rosenheim, Holzkirchen, Seeshaupt, Weilheim und Schongau zu nennen, um die Grenze gegen Norden ungefähr zu bezeichnen.

Durchflossen von der Leitzach, Mangfall, Isar, Loisach und Ammer, verquert von einem System von Eisenbahnen, welche wie die Pulsadern zum Herzen aus den verschiedenen Teilen des Kohlenreviers zur Haupt- und Residenzstadt München führen, bietet es dem

[1]) Weithofer. Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Bd. LII, Heft 1, Wien 1902, S. 69.

[2]) Rothpletz. Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peißenberges und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau. Sitzungsber. der mathem.-physik. Klasse der kön. bayr. Akad. d. Wissensch., Bd. XXXIV, Heft III, München 1904, S. 375.

[3]) Zitate sind im folgenden durch die Ziffern der am Schlusse enthaltenen Literaturnachweise angegeben, um die vollen Titel der Abhandlungen nicht wiederholen zu dürfen.

Geologen neben den herrlichsten Naturschönheiten der nahen Alpen so viel Anziehendes, wie dies nur selten anderwärts der Fall ist.

Schon die Lagerungsverhältnisse erwecken ein hohes Interesse. Sie liefern für die Gebirgsfaltung, welche hier in der Großartigkeit eines gigantischen Faltenwurfes auf weite Erstreckung direkt beobachtet werden kann, sowie für die ungewöhnliche geologische Erscheinung der dynamischen Metamorphose, deren Bedeutung sich durch die wechselseitige Beziehung zwischen Kohlenqualität der Flöze und Intensität der Schichtenstörung geltend macht, ein instruktives Beispiel [(4) S. 37, (16) S. 380] [1]).

Auf Schritt und Tritt begegnen uns die Zeugen der Eiszeit mit sichtbaren Zügen ihres verschiedenen Alters. Aus der unruhig kuppigen Oberflächengestalt der Landschaft leuchten die Jung-Endmoränen des Inn-, Isar- und Lechgletschers heraus und die alten Stammbecken weisen hie und da noch wohlerhaltene Teile typischer Drumlingürtel auf, so namentlich südwestlich von Würmsee mit einer Deutlichkeit der Formen und Klarheit ihrer Anordnung, wie man sie nördlich der Ostalpen nirgends wieder findet [(29) S. 190].

Überall erkennen wir die Spuren der zerstörenden, aufbauenden und nivellierenden Kraft des Wassers, die den fluvioglazialen Gebilden die gleichsinnige Abdachung gab, in den Bereich der letzteren alle Unebenheiten des Terrains unaufhörlich einzubeziehen suchte und auch in der oligocänen Seichtsee am Nordfuße der Alpen — unserem heutigen Kohlengebiete — durch die kombinierte Tätigkeit von Fluß und Meer, von Wind und Welle, das Schwere von dem Leichten, das Grobe von dem Feinen schied, es wie in einer großen Flutwäsche separierte und nach seiner Gleichfälligkeit das eine hier, das andere dort abgelagert hat.

Die daraus entstandenen gleichaltrigen, doch untereinander verschiedenen Schichten der Oligocänmolasse und die in diesen heteropischen Sedimenten vorkommenden Fossilien geben für die Rekonstruktion einstmaliger Meeresteile die besten Aufschlüsse, wenn wir die Bionomie und Lithogenesis der Gegenwart zu Rate ziehen, um die steinernen Tafeln zu entziffern, auf denen die Natur ihre ewigen Gesetze selber schreibt.

Was sich aus der Gesamtheit aller Erscheinungen mit Hilfe der ontologischen Untersuchung nach dem Beispiele Walthers [(18) S. XII] Neues und Wichtiges ergibt, lehrt uns den mächtigen Schichtenkomplex der Molasseablagerung trotz seiner komplizierten Tektonik als eine zusammengehörige Serie von Faziesbezirken aufzufassen, deren charakteristische Entwicklung vom Litoral bis zur Tiefsee nicht nur Bewunderung verdient, sondern auch für die Aufklärung der Stratigraphie des Peißenberges überaus wichtig ist und die dortigen geologischen Verhältnisse erst verständlich macht.

---

[1]) Nur selten ist der Geologe so glücklich, die durch Lateraldruck erzeugte Deformationskurve des Faltenwurfes in der Natur auf größere Entfernung mit dem Auge verfolgen zu können, wie dies zum Beispiel im südtirolischen Cismonetal zwischen Fonzaso und Primiero möglich ist [(25) S. 867].

Dynamische Metamorphose zeigen im hervorragendsten Maße die gefalteten Kohlengebiete Pennsylvaniens (16).

I. Faziesverschiedenheiten im allgemeinen.

Durch die Tiefseeuntersuchungen hat man erkannt, daß sich — ähnlich wie die hypsometrischen Zonen am Festland — die bathymetrischen im Meere und in den Seen [1]) bei den meisten Organismen geltend machen.

Mit der Wassertiefe ändert sich Belichtung, Temperatur, Bodenbeschaffenheit und Nahrung. Diese Faktoren üben einen ordnenden Einfluß auf alle den Untergrund bewohnenden Tiere und Pflanzen aus, so daß selbst an unmittelbar angrenzenden Meeresstellen ein in die Augen springender Unterschied zwischen Strand- und Tiefseebildung zu finden ist, der sich auch bei älteren Sedimenten oft noch unverkennbar ausprägt.

Direkt abhängig vom Licht ist das Pflanzenleben.

Im allgemeinen beschränkt sich dasselbe in den größeren Wasserbecken auf einen längs des Gestades verlaufenden Gürtel von zirka 30 *m* Tiefe und einer nach der Steilheit des Ufers wechselnden Breite. Unterhalb dieses Niveaus schwinden rasch die Existenzbedingungen für pflanzliche Organismen. Als unterste Grenze chlorophyllhaltiger Gewächse wurde die Tiefe von 90 *m* ermittelt; bei 200 *m* herrscht im Meere in der Regel nächtliches Dunkel; ungefähr bei 400 *m* nimmt Walther [(18) S. 4] die Assimilationsgrenze an, welche die diaphane von der aphotischen Region scheidet und die Tiefe der Ozeane ist in allen klimatischen Zonen nach Kerner v. Marilaun [(8) S. 359] eine pflanzenleere Wüste.

Die Algenflora des Quarneros gliedert Lorenz [(18) S. 109] in sechs verschiedene Tiefenzonen. Im Bereiche des höchsten Standes der Flut wachsen 3 Algenarten, im Gebiete der Schorre 44; vom Ebbespiegel bis zur Tiefe von 4 *m* ist der Pflanzenwuchs am reichsten und enthält 218 Arten; in der Tiefe von 4—27 *m* vermindert er sich auf 78 Formen, in 27—55 *m* auf 43 und in noch größerer Tiefe finden sich nur mehr 4 Algenarten vor.

Im kausalen Zusammenhang mit diesen bionomischen Erscheinungen steht die Tatsache, daß der größte Teil der herbivoren Fauna auch nur den seichten Ufersaum bevölkert. Aber selbst viele Fleischfresser, welche sich von jenen Pflanzenfressern nähern, sind auf dieses Gebiet angewiesen.

Über die bathymetrische Verteilung der Mollusken, welch letztere wegen ihres häufigen Vorkommens in der Molasse und infolge des guten Erhaltungszustandes ihrer fossilen Reste für uns von besonderem Interesse sind, haben schon 1830 Audouin und Milne-Edwards an der französischen Küste, Sars 1835 an der norwegischen Küste, Forbes 1843 im Ägäischen Meere und später auch in den britischen Gewässern Beobachtungen angestellt; das reichlichste Material hierfür haben jedoch die Tiefsee-Expeditionen geliefert. Gestützt hierauf, nimmt

[1]) Forel unterscheidet am Genfer See drei bathymetrische Regionen und eine außerhalb des Sees gelegene, zu demselben in enger Beziehung stehende Uferzone (34).

P. Fischer [(5) S. 182] für die benachbarten Meere fünf bathymetrische Zonen an, und zwar:

1. Die Litoralzone, welche das Gebiet der Ebbe und Flut umfaßt und zwischen $^1/_2$ und 12 *m* schwankt;

2. die Laminarienzone, welche sich bis 27 oder 28 *m* erstreckt und durch die üppige Entwicklung von Tangen und Seegräsern sowie durch das häufige Vorkommen von beschalten und nackten Pflanzenfressern ausgezeichnet ist;

3. die Nulliporen- oder Corallinenregion von 28 bis 72 *m*, welche vorzugsweise Kalkalgen und große fleischfressende Gastropoden enthält;

4. die Brachiopoden- oder Tiefseekorallenregion, welche von 72 bis 500 *m* reicht; endlich

5. die abyssische Zone, welche bei 500 *m* beginnt und der die tiefsten Regionen der Ozeane angehören.

Die ausführlichste Zusammenstellung über das bathymetrische Vorkommen der geologisch wichtigen Meerestiere der Gegenwart besitzen wir jedoch von Walther [(18) S. 199—531].

Von den Mollusken leben weitaus die meisten nur in Tiefen bis zirka 70 *m*; bereits bei 400 *m* nimmt ihre Zahl beträchtlich ab und nur vereinzelnte Formen sind aus der Tiefe von 2500—4500 *m* gedredgt worden. Die in größerer Tiefe vorkommenden sind vorwiegend stenohalin. Jeder plötzliche Wechsel im Salzgehalt schadet denselben. Wo ein solcher häufig stattfindet, fehlen die Mollusken.

Was sie nach Zonen schichtet, ist vor allem die Temperatur. Diese verringert sich vom Meeresspiegel nach abwärts zuerst rasch, dann allmählich und beträgt in der Tiefe von zirka 1000 *m* überall etwa 4° C.

Wenn auch einzelne eurytherme Formen in sehr verschiedener Tiefe auszuhalten vermögen und der Wert der lokal durchaus gültigen bathymetrischen Zonen sich oft mehr oder minder illusorisch erweist, sobald man sie auf geographisch entfernte Malakozoenprovinzen anwenden will, so kann doch das Gesamtbild, welches sich aus der Vergesellschaftung der vorhandenen Versteinerungen und aus dem petrographischen Habitus der sie beherbergenden Schichtengruppen gewinnen läßt, meist in sehr zuverlässiger Weise dazu benutzt werden, um uns Auskunft zu geben über den marinen, brackischen, limnischen oder terrestrischen Ursprung dieser Bildungen und bis zu einem gewissen Grade auch über die für den Kohlenbergbau mitunter höchst wichtige Frage, ob die Ablagerungen an der Küste oder in der Tiefsee stattgefunden haben.

Solche Verschiedenheiten des paläontologischen und petrographischen Charakters einer gleichaltrigen Ablagerung, welche man als verschiedene Fazies derselben bezeichnet, sind auf große Erstreckung nach Credner [1]) zum Beispiel in der Steinkohlenformation Nordamerikas nachgewiesen worden. In ihrem östlichen Verbreitungs-

---

[1]) Credner. Elemente der Geologie, Leipzig 1902, S. 359.

bezirke besteht dieselbe aus Konglomeraten und aus Sandsteinen mit fossilen Landpflanzen sowie mit Steinkohlenflözen und besitzt in diesem Zustande eine terrestrische Fazies. Weiter nach dem Mississippi zu werden zunächst die unteren Konglomerate und Sandsteine, noch weiter nach Westen auch die oberen, an Kohlenflözen reichen Sandstein- und Schieferkomplexe durch Kalkstein mit Resten von Meeresbewohnern vollständig verdrängt, wodurch die Formation eine marine Fazies erhält. — Auch in Europa ist die Karbonformation durch Ablagerungen von total verschiedener Fazies vertreten, und zwar als terrestrische Bildung durch das produktive Kohlengebirge mit einer fossilen Landflora und vereinzelten Resten von Land- und Süßwassertieren, ferner als Litoralbildung durch den Kohlenkulm mit reicher fossiler Landflora und Resten einer Meeresfauna, endlich als ozeanische Bildung durch den Kohlenkalk, der durch eine Fülle von marinen Versteinerungen ausgezeichnet ist.

Je nachdem die Anhäufung vegetabilischer Substanz an einem marinen Beckenrande oder in weiter landeinwärts gelegenen Niederungen und Binnenseen vor sich ging, sind entweder alle drei Fazies ausgebildet oder es hat sich nur die flözführende Abteilung des Kohlengebirges allein entwickelt. Auf diesem Kontrast zwischen marinen und limnischen Vorkommen beruht die Unterscheidung der Kohlenbecken in paralische (in der Nähe des Meeres gelegene) und in Binnenbecken [(10) S. 183].

In den paralischen findet sich die flözführende Abteilung der Steinkohlenformation normal über dem marinen Kohlenkalke vor; hier scheint die kohlenbildende Pflanzensubstanz unmittelbar auf einem dem Ozean vielleicht erst abgewonnenen Neulande, in küstennaher, dem Einflusse des Meerwassers noch nicht vollständig entzogener Sumpflandschaft abgelagert worden sein.

In den limnischen Binnenbecken dagegen liegt das produktive Kohlengebirge ohne Zwischenlagerung mariner Kalke direkt auf älteren Gesteinen.

Die Steinkohlenvorkommen in England, Belgien und Westfalen mögen als Beispiele der paralischen, jene in Sachsen, im Saargebiete und in den angrenzenden Teilen der bayrischen Pfalz als Typen der Binnenbecken oder limnischen Entwicklung dienen, bei welcher Kulm und Kohlenkalk gänzlich fehlen und nur die produktive Abteilung der Karbonformation mit den flözarmen Ottweiler und den flözreichen Saarbrücker Schichten vorhanden ist.

Gümbel bezeichnet [(11) S. 331] den Bereich der Ebbe und Flut als Strand- oder Flutregion, den Küstensaum von 50 *m* Tiefe als seichte, von 50 bis 200 *m* als tiefe Küstenzone und die Region unterhalb dieser Grenze als Tiefsee.

Je nach Art des Materials, welches die Küste zusammensetzt, ist das Strandgefälle steiler oder flacher.

Nach Penck[1]) bestehen die Flachküsten meist aus jüngerem Schwemmland, während die Steilküsten aus älteren Gesteinen auf-

[1]) Penck. Morphologie der Erdoberfläche, Bd. II, Stuttgart 1894, S. 546.

gebaut werden. Strandlose Küsten, bei welchen das nackte Gestein ohne Vermittlung eines submarinen Vorlandes direkt aus der Tiefe des Meeres emporsteigt, sind selten.

In der Regel bildet das Relief des Meeresgrundes an den Rändern der Kontinente eine flach abfallende Terrasse, welche bis zur Tiefe von etwa 200 *m* nur sehr langsam absinkt, eine Breite bis 550 *km* erreicht und die Hundertfadenstufe[1]) oder Kontinentalstufe heißt; erst jenseits derselben wird der Böschungswinkel des Meeresbodens bis in Tiefen von 5000 *m* wesentlich steiler, um von hier ganz allmählich in die sanfte Neigung des Tiefseebodens überzugehen [(18) S. 11]. — Die Konfiguration des letzteren ist im Vergleich zur Oberflächengestaltung der Festländer im allgemeinen eine einförmige, häufig ebene oder flachwellige und wird nur stellen-

Fig. 1.

Profil der bathymetrischen Zonen.

Die Höhen verhalten sich zu den Längen wie 5 : 1.

weise von steilen Bodenschwellen, horstartigen Aufragungen, rinnen- oder beckenartigen Einsenkungen und von einzelnen gegen das Festland vorspringenden Buchten oder Rücken unterbrochen.

Walther, der die verschiedenen Typen bionomischer Beziehungen zur Grundlage einer Klassifikation macht, unterscheidet sechs verschiedene Lebensbezirke des Meeres [(18) S. 13]: das Litoral (Flutzone), die Flachsee, welche die Hundertfaden- oder Kontinentalstufe und die zur diaphanen Region gehörigen Teile des Meeresbodens begreift, die Ästuarien oder Mündungsgebiete der Flüsse, das offene Meer, die Tiefsee und endlich die Archipel.

Wenn man, von der Strandregion ausgehend, den geneigten

[1]) 100 engl. Faden = 182·88 *m*.

Meeresboden in der Richtung seines Verflächens untersucht, so wird er zunächst aus den Ablagerungen der Litoralzone, aus Gerölle, Sand, Schlamm etc. aufgebaut sein, sich sodann aus terrigenen, vom Kontinente stammenden, verschiedenfarbigen Sedimenten der Flachsee mit Beimengungen von gallertartigem und organischem Material (Kieselskeletten, Kalkschalen) zusammensetzen und schließlich aus pelagischen Absätzen, insbesondere aus kalkigem Globigerinenschlamm oder aus dem Tiefseetonschlamm bestehen.

Hier wird der Bodenbelag die Spuren des tiefen Ozeans, dort die Reste einer Seichtwasserbevölkerung und an einem dritten Punkte die Überbleibsel der Fauna und Flora einer brackischen Flußmündung enthalten.

Alle diese Ablagerungen, welche durch allmähliche Übergänge oder durch auskeilende Wechsellagerung [(22) S. 77] miteinander verknüpft erscheinen, sind gleichzeitige Gebilde, obwohl sie keineswegs in ein und demselben Horizont liegen.

Im allgemeinen zeigt ein Beckenprofil nur in der Mitte vollständig horizontale, an den Muldenflügeln hingegen geneigte Schichtung. Und wenn auch die Neigung oft so gering ist, daß sie in der Nähe für das Auge nicht wahrnehmbar wird, so tritt sie doch deutlich hervor, sobald man die gleiche Schicht auf weite Strecken verfolgt.

Da die Sedimentation im allgemeinen konkordant zu den Auflagerungsflächen des Untergrundes stattfindet und der Boden eines jeden Beckens vom Rande bis zum Muldentiefsten absinkt, werden die bathymetrischen Zonen, welche in den Gesteinen vieler Formationen verkörpert sind und ursprünglich stets eine horizontale Lage inne hatten, von den Schichtungsflächen, die bekanntlich zusammengehörige zeitliche Äquivalente gegen andere hangende oder liegende Schichten abgrenzen [(18) S. 629], schräg durchsetzt.

In obigem Profil (Fig. 1), in welchem die mittels verschiedener Schattierung (Farbentonung) gekennzeichneten horizontalen bathymetrischen Zonen von den geneigten Schichtenlagen geschnitten werden, sind die besprochenen Verhältnisse graphisch versinnbildlicht.

Sie illustrieren auf das einleuchtendste nicht nur:

a) wie ein und derselbe Schichtenkomplex infolge der Neigung der Unterlage [(18) S. 633] und der Faziesverschiedenheiten der bathymetrischen Zonen total verändert werden kann, sondern erklären auch

b) die Möglichkeit eines bedeutenden Altersunterschiedes zwischen gleichartigen Dauergesteinen, womit nach Walther [(18) S. XXVIII, 1004] alle jene Schichten bezeichnet werden, die in gleichbleibender Beschaffenheit während langer Zeiträume fortgesetzt gebildet wurden.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich weiters, daß

c) die Gleichartigkeit oder Verschiedenheit der Dauergesteine nur als ein Kriterium für die Unveränderlichkeit, beziehungsweise für den Wechsel der Bildungsumstände, nicht aber als ein Argument für das gleiche oder verschiedene Alter der Schichten betrachtet werden darf.



In einer mächtigen, im allgemeinen gleichartigen, aber wohlgeschichteten Ablagerung, welche in Bänke oder Platten zerfällt, die wie die Blätter eines Buches übereinanderliegen, geben die konkordanten Schichtenfugen, die sich mit Hilfe besonders gekennzeichneter Leitgesteine oft auf große Entfernungen verfolgen lassen, den besten Aufschluß über die Altersfrage der einzelnen Schichtenglieder.

Für den Nachweis der geologischen Gleichwertigkeit der Schichtengruppen einer ausgedehnten Formation sind obige Tatsachen von größter Wichtigkeit und müssen insbesondere dort sorgfältig beachtet werden, wo sich die Schichten nicht mehr in ihrer ursprünglichen Lagerung befinden oder wo zur Zeit ihrer Sedimentation Oszillationen des Küstengebietes, Hebungen und Senkungen des Meeresbodens und gegenseitige Verdrängungen von Land und Meer wiederholt vorgekommen sind.

II. Die Dauerfossilien der Oligocänmolasse.

Um die bathymetrischen Verhältnisse eines einstmaligen Meeresbeckens mit gegebener fossiler Fauna zu bestimmen, müssen wir uns zunächst mit der Lebensweise ihrer heutigen Nachkommenschaft vertraut machen.

Während bei der Altersbestimmung der Gesteine die Leitfossilien die größte Rolle spielen, sind für die ontologische Methode, bei der wir aus den Erscheinungen der Gegenwart die Vorgänge der Vergangenheit zu ergründen suchen, aus dem Sein das Werden erklären, die sogenannten Dauerfossilien nach Walther [(18) S. XXVIII] am wichtigsten, deren langlebige Geschlechter bis in die Gegenwart reichen. Aus der Ernährungsart, aus der bathymetrischen Zone, in der sie mit Vorliebe ihren Wohnsitz aufschlagen, und aus den sonstigen Rasseeigenheiten kann man auf die nämlichen Eigenschaften und Gewohnheiten ihrer Vorfahren nach dem von Cuvier aufgestellten Gesetze von der Korrelation der Organe [(18) S. XXV] mit um so größerer Wahrscheinlichkeit schließen, je konstanter die Organe der einzelnen Typen von den ältesten bis zu den jüngsten Generationen sich geblieben sind. Die rezenten und fossilen Formen gleichen einander in der Regel um so mehr, je näher das Zeitalter, in welchem die letzteren lebten, der Gegenwart steht. Bei den ausgestorbenen Arten und insbesondere bei den Leitfossilien fehlt es natürlich gänzlich an lebendem Vergleichsmaterial; doch bieten häufig ihre unscheinbaren, ständigen Begleiter, die kleinen Foraminiferen, im Vereine mit dem Gesteinscharakter und anderen Erscheinungen ebenfalls brauchbare Anhaltspunkte für die Orientierung.

Die beiden nachfolgenden Tabellen enthalten je ein Verzeichnis der jetzt noch lebenden Mollusken und Foraminiferen, deren bathymetrisches Vorkommen uns bekannt geworden ist und deren fossile Reste in der südbayrischen Oligocänmolasse gefunden wurden. Ohne die zur Uferzone gehörigen Land- und Süßwasserkonchylien sind es zusammen zirka 12% der in der Molasseliteratur beschriebenen Petrefakten.

Bathymetrische Tabellen.

A. Verzeichnis der rezenten Mollusken mit bekanntem bathymetrischen Vorkommen, deren fossile Formen in der südbayrischen Oligocänmolasse gefunden wurden.

Arten- oder Gattungsnamen	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Untere Meeresmolasse	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Cyrenenmergel. Brack. M.	Literaturangaben	Allgemeine Lebensweise	Bathymetrische Verbreitung nach Walther. Wassertiefe in Metern
Anodonta	—	+	(23) S. 259	Im Süßwasser.	—
Calyptraea Chinensis (sinensis)	+	—	(2) S. 686, 690 745, 752 (23) S. 264		1—236
Cardium edule	+	—	(2) S. 743	Gesellig in sandigen Meeresbuchten mit Kiesgeröll, auch in dem Brackwasser an der Mündung kleiner Flüsse; sehr euryhalin.	1—18
„ tenuicostatum	+	—	(2) S. 743		3—32
Cerithium	—	+	(7) S. 248 251	Gesellig auf schlammigem Boden; teils im Meer, teils in brackischen Ästuarien und salzigen Binnengewässern. Manche Arten können lange außer Wasser sein; besonders häufig um die Mündung kleiner Flüsse, meist in der Flutzone; einzelne Formen auch in größerer Tiefe. Im allgemeinen bevorzugen sie die wärmeren Zonen. Allgemein verbreitet als Begleiter der Kohlenflöze.	$^1/_2$—12
Corbula gibba Olivi	+	+	(23) S. 258	Lebt teils im Meere, teils an Flußmündungen und Ästuarien. In der Molasse sehr verbreitet.	5—2698
Cyprina	+	—	(7) S. 104	Marine Fleischfresser auf schlammigem Boden. Die einzige noch lebende Art ist *C. islandica*; zum Typus derselben gehört die ausgestorbene Leitmuschel *C. rotundata Braun*.	1—182
Cyrena	—	+	(7) S. 101—103	Im Brack- oder Süßwasser unter Pflanzen in der Flutzone; die dickschaligen, brackischen Formen, welche häufig in Gesellschaft von marinen Konchylien in schlammigen Ästuarien vorkommen, sind auf die tropischen und subtropischen Regionen beschränkt. Batissa (23) S. 249 im Brackwasser. Zu diesem Typus gehört die in den oberoligocänen Promberger Schichten häufige *Cyrena gigas Hofmann*. Allgemein verbreitet als Begleiter der Kohlenflöze. Die ausgestorbene *C. semistriata Desh.* ist Leitmuschel der oberoligocänen Cyrenenmergel.	$^1/_2$—12

Arten- oder Gattungsnamen	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse		Literaturangaben	Allgemeine Lebensweise	Bathymetrische Verbreitung nach Walther. Wassertiefe in Metern
	Untere Meeresmolasse	Cyrenenmergel. Brack. M.			
Donax parallelus	+	—	(2) S. 744	—	10—27
confr. *D. minutus*, *D. nitidus*	—	—	(23) S. 253	—	—
Donax venusta Poli	+	+	(2) S. 690—692	—	14
Dreissena	—	+	(23) S. 234	Im Süßwasser, häufig in der Nähe der Kohlenflöze.	—
Fusus tornatus	+	—	(23) S. 280	—	14—18
Helix	—	+	(23) S. 293	Landschnecke. Sehr häufig im Stinkstein, Zement- und kalkigem Mergel in der Nähe der Kohlenflöze.	—
Lucina divaricata (*cornada*)	+	—	(23) S. 243	Auf sandigem Meeresboden.	18—128
Melania	—	+	(23) S. 289-290	Pflanzenfresser im Süßwasser. Häufig als Begleiter der Kohlenflöze.	—
Melanopsis	—	+	(23) S. 291	Pflanzenfresser im Süßwasser. Allgemein in der Nähe der Kohlenflöze.	—
Nassa pygmaea	+	—	(19) S. 914	—	7—182
Natica millepunctata Lam.	+	—	(23) S. 264	Bohrt andere Konchylien an, um sich von deren Fleisch zu ernähren.	3—91
Ostrea edulis L.	+	+	(23) S. 231 (7) S. 19	Meist in seichten Meeresstellen auf Felsen angewachsen; kann in der Jugend umherschwimmen. Lebt von Diatomeen. Zum Typus derselben gehört die ausgestorbene *O. cyathula Lam.* Allgemein in marinen Schichten, auch zwischen den Cyrenenmergeln.	3—18
Paludina	—	+	(2) S. 753	Pflanzenfressende Sumpfschnecke im Süßwasser. Häufig im Stinkstein und kohligen Schichten.	—
Pectunculus pilosus	+	—	(2) S. 742	—	1—82
Pholadomya	+	—	(23) S. 257	Die einzig lebende Art *Ph. candida Sow.* von den Antillen ist überaus selten und lebt auf schlammigem Grunde in größerer Tiefe. Kommt auch in marinen Zwischenlagen der Cyrenenschichten vor.	—
Planorbis	—	+	(23) S. 292	Pflanzenfressende Sumpfschnecke im Süßwasser. Häufig als Begleiter der Kohlenflöze und im Stinkstein.	—
Turritella triplicata	+	—	(2) S. 746	Turritellen leben in den Meeren der warmen und gemäßigten Zone als Raubschnecken.	18—126

Arten- oder Gattungsnamen	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Untere Meeresmolasse	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Cyrenenmergel. Brack. M.	Literaturangaben	Allgemeine Lebensweise	Bathymetrische Verbreitung nach Walther. Wassertiefe in Metern
Turritella communis	+	—	(19) S. 921	Kommt in marinen oberoligocänen Schichten gemeinsam mit *Dentalium Kickxi*, *Cytherea incrassata* und *Cardium cingulatum* vor.	7—182
Unio	—	+	(23) S. 260	Im Süßwasser allgemein verbreitet als Begleiter der Kohlenflöze.	—

B. Verzeichnis der rezenten Foraminiferen mit bekanntem bathymetrischen Vorkommen, deren fossile Formen in der südbayrischen Oligocänmolasse gefunden wurden.

Arten- oder Gattungsnamen	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Untere Meeresmolasse	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Cyrenenmergel. Brack. M.	Literaturangaben	Allgemeine Lebensweise	Bathymetrische Verbreitung nach Walther. Wassertiefe in Metern
Bulimina affinis d'Orb.[1]	+	—	(32) S. 80, 95	—	5714
Bulimina cf. ovata d'Orb.	+	—	(32) S. 80	Im Brackwasser.	—
Bulimina pupoides d'Orb.	+	—	(32) S. 80	Im Brackwasser britischer Flüsse.	—
Cassidulina crassa d'Orb.[1]	+	—	(32) S. 85, 93	—	73—3199
Chilostomella[1] . .	—	—	(32) S. 97	An den norwegischen Küsten.	182—365
Christellaria rotulata Lam. var. cultrata Montf.[1]	+	—	(32) S. 78	—	1—914
Discorbina globularis d'Orb.[1] . .	—	—	(32) S. 93	Im Brackwasser britischer Flüsse.	—
Glandulina laevigata d'Orb. var. elliptica Rss. . .	+	—	(32) S. 75	Auch im Brackwasser britischer Flüsse.	12—2514
Globigerina bulloides d'Orb.[1] . .	+	—	(32) S. 88, 95	Lebt pelagisch, ihre Schalen finden sich in allen Tiefen von	0—5760

[1]) Auch in den Promberger Schichten.

Arten- oder Gattungsnamen	Vorkommen in der südbayrischen Oligocänmolasse: Untere Meeresmolasse	Cyrenenmergel. Brack. M.	Literaturangaben	Allgemeine Lebensweise	Bathymetrische Verbreitung nach Walther. Wassertiefe in Metern
Lagena laevis Mont.	+	—	(32) S. 73	In Ästuarien.	—
„ *semistriata Will.*[1]	—	—	(32) S. 73, 94	In Ästuarien.	—
„ *striata d'Orb.*	+	—	(32) S. 73	In Ästuarien.	—
„ *sulcata Walk & Jac.*	+	—	(32) S. 73	Im Mittelmeer.	1—456
Miliolina oblonga Mont.	—	+	(32) S. 91	—	32—4434
Nodosaria hispida Rss.	+	—	(32) S. 73	In Ästuarien britischer Flüsse.	—
Nodosaria cf. raphanus L.	+	—	(32) S. 75	—	1—2011
Nonionina depressula[1]	—	+	(32) S. 91, 93	In Ästuarien, auch in Salztümpeln.	—
Nonionina turgida Will.[1]	+	—	(32) S. 85, 97	—	32—2011
Polymorphina lactea Walk & Jac.	—	—	(32) S. 80	Auch in Ästuarien.	1—400
Rotalia Soldanii d'Orb.[1]	+	—	(32) S. 84, 93	—	548–3657 selten in geringerer Tiefe
Spiroloculina limbata Born.[1]	+	—	(32) S. 85, 97	Auch in Ästuarien.	1—914
Truncatulina lobatula d'Orb.[1]	—	+	(32) S. 80	Lebt parasitisch, auf Schalen angeheftet, unter Laminarienblättern, weit verbreitet, findet sich von meist im Seichtwasser, auch in Ästuarien.	1—4270 1—4270
Uvigerina angulosa Will.	+	—	(32) S. 80	In Ästuarien.	—
Uvigerina pygmaea d'Orb.	+	—	(32) S. 80	In Ästuarien.	—
Virgulina Schreibersi Czjz.[1]	+	—	(32) S. 81	In Ästuarien.	—

[1]) Auch in den Promberger Schichten.

III. Die Faziestypen der südbayrischen Oligocänmolasse.

A. Der oligocäne Tiefseeton.

Die größte Mannigfaltigkeit in der Faziesentwicklung der Molasse wurde in jener Gegend der bayrischen Hochebene wahrgenommen, wo auch die kohlenführenden Gesteinsschichten am mächtigsten entfaltet sind.

Für das Studium der einzelnen Typen sind jene Gebiete am besten geeignet, deren Sedimente durch einen allmählichen Übergang aus der psephitischen in die psammitische und pelitische Struktur [(22) S. 26] sowie durch eine sukzessive Anreicherung an Petrefakten vermuten lassen, daß sie zur Zeit ihrer Ablagerung keine namhaften Niveauveränderungen durch geotektonische Bewegung erlitten haben.

Dies läßt sich zum Beispiel an der Schichtenfolge der unteren Meeresmolasse vom Gebirgsrand bis unter den Hauptzug der Konglomerate, insbesondere in der Haushamer Mulde beobachten.

Schon Korschelt [(14) S. 48, 49] weist auf diese Verhältnisse im oberen Leitzachtal (Trachental) hin und unterscheidet in der unteren Meeresmolasse, welche hier eine Mächtigkeit von 600 *m* erreicht, zwei verschiedene, ineinander allmählich übergehende Gruppen, wovon die dem Grundgebirge zunächst befindliche, zirka 450 *m* mächtige, aus grünlichgrauem, weichem, tonigem Mergel besteht und auf hunderte von Metern nicht die geringste Änderung in ihrem Ansehen zeigt, so daß man nicht imstande ist, das Streichen und Verflächen zu bestimmen, falls nicht besonders günstige Umstände zu Hilfe kommen.

Auf den Kluftflächen treten dunkle, manganhaltige Ausscheidungen auf und in den tieferen Lagen zeigt sich keine Spur irgendwelcher organischer Reste.

Nach oben zu gehen diese tonigen Schichten in außerordentlich feinsandige Mergel über und erst in den hangendsten 50 *m* kommen vereinzelte Cyprinen und Dentalinen vor.

In der nach oben anschließenden zweiten Gruppe von zirka 150 *m* Mächtigkeit, welche aus sandigen Mergeln und Sandsteinen besteht, wächst rasch der Artenreichtum und das Auftreten der *Cyprina rotundata Br.* ist schließlich ein so massenhaftes, daß man diese Schichtengruppe füglich im Gegensatze zu den folgenden Cyrenenschichten als Cyprinenschichten bezeichnen könnte.

Korschelt betont weiters, es scheine die Aufeinanderfolge der organischen Überreste und der Gesteine zu beweisen, daß die Ablagerung der ersten Gruppe in einer Meerestiefe stattfand, welche die Existenz versteinerungsfähiger Wesen nicht begünstigte, daß sich in der zweiten Gruppe die Lebensbedingungen mit der verminderten Tiefe vermehrten, endlich, daß die nach oben die Schichtenreihe begrenzenden Konglomerate als eine Strandbildung aufzufassen seien.

Auch v. Gümbel beschreibt diese Erscheinung [(19) S. 338] und bezeichnet die erste den untersten Lagen der Meeresmolasse entsprechende Gruppe als eine mächtige Masse eines undeutlich geschichteten, klotzigen, mergeligen Tones von sehr gleichförmiger Beschaffenheit.

Im Sommer 1890 habe ich den 18 *km* westlich vom Trachentale gelegenen Stollen der Zementfabrik Mariastein bei Schaftlach aufgenommen, welcher in einer Länge von 670 *m* vom Hauptzuge der Konglomerate bis in die Nummuliten- und Kreideschichten des Grundgebirges getrieben war und dabei die untere Meeresmolasse von N nach S in einer Mächtigkeit von zirka 500 *m* verquerte [(19) S. 324].

Knapp hinter der Zementfabrik befindet sich ein Steinbruch in der Bausteinzone, in welcher man die Ausstriche der sogenannten Kamerloher Kohlenflöze erblickt; hier ist das Mundloch des Stollens angeschlagen. Durchschreitet man denselben von N nach S, so bewegt man sich vom Hangenden zum Liegenden durch die Schichten, welche unter 65° nach N einfallen. Bis zum 6. Meter vom Stollenmundloch steht grobkörniger Sandstein an, auf welchen eine zirka 17 *m* mächtige kalkigtonige Mergelschicht folgt, in der das sogenannte Rieselberger-Flöz im 11. Meter des Stollens eingelagert ist. Es ist das Liegendste der Kamerloher Flöze, enthält mehrere dünne Stinksteinlagen, hat eine Mächtigkeit von 40 *cm* und wird im Hangenden von Cyrenen, Planorben und Unionen begleitet; im Liegenden finden sich im Mergel zahlreiche Cerithien und vereinzelt *Ostrea cyathula* und *Donax nitidus*. Auf diese Mergellage folgt erbsengroßes Konglomerat, welches in kompakten, psammitischen Sandstein übergeht, dessen Bänke bis zum 46. Meter des Stollens reichen und durch einzelne feine Lettenlagen voneinander getrennt sind. Auch ein Kohlenschmitz kommt darin vor.

Mit dem 46. Meter vom Stollenmundloch verlassen wir die gelblichgraue Bausteinzone und verqueren hierauf bläulich graue, dünngeschichtete, sandige Mergel mit zahlreichen marinen Petrefakten, während von den früher angeführten brackischen oder limnischen keine mehr vorhanden sind. Im 56. Meter begegnen uns dicht hintereinander drei von *Dentalium Kickxi Nyst.* erfüllte Molluskenlagen, in denen auch *Cytherea incrassata* und *Lucina diversicostata* vorkommen, auf welche im 62. Meter die erste Schichte mit *Cyprina rotundata Br.* folgt. Cyprinen und Dentalien finden sich am zahlreichsten zwischen dem 160. und 220. Meter des Stollens, sehr sporadisch jedoch noch bis zum 300. Meter. In ihrer Begleitung tritt gern *Nucula Lyelliana* auf. Mit dem 90. Meter setzt *Turritella Sandbergeri* ein, deren Exemplare nach dem 160. Meter an Zahl bedeutend abnehmen. Bei 120 *m* erscheint die *Pholadomya Puschi*; sie ist am häufigsten bei zirka 200 *m*, wird dann selten, um nach dem 280. Meter gänzlich zu verschwinden. Ziemlich gleichmäßig verteilt durch die marinen Schichten des Stollens bis zum 450. Meter ist die *Corbula gibba Olivi*. Zwischen dem 450. und 550. Meter des Stollens fehlen alle Versteinerungen. In dieser Partie schließen sich die Schichten mit nördlichem Verflächen von 70—80° an die hier längs der Flysch- und Molassegrenze verlaufende große Dislokation, welche die cretacischen Schichten am Nordfuße der Alpen während ihrer letzten miocänen Faltungsphase emporgehoben und zugleich die Mächtigkeit der tonigen, marinen Molassemergel um zirka 100 *m* verringert hatte.



Ähnliche Abstufungen, wie sie die bathymetrische Verteilung oligocäner Mollusken im Stollen bei Mariastein erkennen läßt, die im proportionalen Verhältnis zu jenen in den bathymetrischen Tabellen (siehe S. 286—288) enthaltenen Wassertiefen steht, in welchen nach Walther die rezenten Formen leben, machen sich aber auch in bezug auf den petrographischen Charakter der Schichten geltend.

Bereits bei 200 *m*, wo der günstigste Verbreitungsbezirk der *Pholadomya* liegt, sind die anfänglich sandigen Mergel in tonige, gut geschichtete, pelitische Mergel übergegangen, welche nach dem 300. Meter mit ungeschichteten, grünlichgrauen, immer häufiger wechsellagern, die insbesondere nach dem 400. Meter auf ihren Kluftflächen schokoladefarbige Auswitterungen von Braunsteinsubstanz aufweisen, welch letztere, mit Salzsäure befeuchtet, Chlorgeruch entwickeln.

Diese Manganreaktion zeigen viele Tiefseeablagerungen und wird dieselbe als ein häufiges Kriterium des tonigen Tiefseeschlammes auch von Gümbel ausdrücklich angeführt [(11) S. 334].

Nach allen Merkmalen erweist sich der einförmige, grünlichgraue, fossilarme, klotzige Mergelton mit schokoladebraunen Kluftflächen, welcher am Gebirgsrande, der nördlichen Flyschgrenze entlang von Traunstein bis Füssen aufgeschlossen ist und auch die südlichsten Molassemulden umsäumt, als eine typische Tiefseeablagerung am Grunde des oligocänen Meeres, woselbst Eintönigkeit und Unveränderlichkeit aller Existenzbedingungen auf weite Ausdehnung hin allein vorherrschend waren.

Am bequemsten zugänglich und sehr charakteristisch entwickelt sind die Tiefseetonschichten am linken Isarufer nächst der Boxleiten bei Tölz.

B. Die Cyprinenschichten als Flachseeablagerung der unteren Meeresmolasse.

Wie im Trachental oder bei Mariastein gewisse Mollusken stets nur in bestimmten Gesteinsschichten und in begrenzten Abständen vom liegendsten Flözzug gefunden werden und dort fehlen, wo ihnen die örtlichen Verhältnisse nicht zuträglich waren, so ist auch das Vorkommen der Foraminiferen an manche Gesetzmäßigkeiten gebunden, an welche sich oft wichtige Folgerungen knüpfen, die insbesondere bei der Untersuchung von Bohrkernen genau geprüft und berücksichtigt werden müssen.

Und wie die von vielen Tausenden von Exemplaren erfüllten Cerithien- und Ostreenlagen, die Turritellenbänke und Pholadomyennester sozusagen Niveaumarken für die absoluten Tiefen des oligocänen Meeres, und wenn sie auf größere Erstreckung anhalten, territoriale Horizonte von lokaler Bedeutung vorstellen, so repräsentiert der gesamte fossilreiche Schichtenkomplex der unteren Meeresmolasse — welch letztere nach den Bestimmungen W. Wolffs [(23) S. 225, 227] ebenso wie die brackische Molasse oberoligocänen Alters ist [1]) —

[1]) v. Gümbel hielt die untere Meeresmolasse für mitteloligocän [(2) S. 687, (11) S. 912, 926, (19) S. 313, 323, 338, 344].

für die universelle Faziesgliederung der Molasse eine typische Flachseeablagerung. Da hier die *Cyprina rotundata Br.* sehr allgemein verbreitet ist und nur in der unteren Meeresmolasse, nicht aber in jüngeren Schichten vorkommt, nennen wir diesen faziellen Typus mit Korschelt kurz Cyprinenschichten.

Indem wir die bathymetrischen Zonen des oligocänen Meeres rekonstruieren und die Verhältnisse würdigen, die für eine allgemeine Einteilung von Bedeutung sind, erweist sich zum Beispiel der Zug der Hauptkonglomerate, in welchem sich in seinen untersten Bänken an der Isar bei der Tölzer Brücke [(2) S. 743] *Cardium tenuicostatum* (mit 2—32 *m* bath. Tiefe), an der Ammer bei der Eschelsbacher Brücke [(2) S. 743] *Cardium edule* (mit 1—18 *m* bath. Tiefe), doch keine Pholadomyen vorfinden, als eine marine Bildung der Strandregion und seichten Küstenzone, ferner der im Liegenden folgende Schichtengürtel mit den großen fleischfressenden Gastropoden als tiefere Küstenzone und endlich der Molassestreifen längs des Gebirgsrandes als Tiefseegebiet.

Derartige Erscheinungen würden nicht zutage treten, wenn sie nicht in der Bionomie des Meeres begründet wären. Und darum werden sie auch in der Alpenfazies der Molasse wahrgenommen, wobei die geringere Ausdehnung. die weniger verwickelten stratigraphischen Verhältnisse und die größere Küstensteilheit der fjordartigen, weit in das Gebirge hineinreichenden oligocänen Meeresbuchten eine bessere Übersicht gewähren.

Wir brauchen uns nur in das drei Stunden südlicher, am Fuße des Wilden Kaisers gelegene schöne Walchseetal zu wenden, um bei Kössen in Tirol an der Grenze des Hauptdolomits im Kohlbach bei Mühlau zunächst auf den typischen. oben beschriebenen oligocänen Tiefseeton, dann bei Gasteig auf die petrefaktenreichen Cyprinenschichten und unmittelbar darüber auf die brackischen kohlenführenden Cyrenenschichten zu stoßen.

Die Mächtigkeit des marinen Schichtenkomplexes beträgt bei nördlichem Verflächen von 40—60° zirka 700 *m*. v. Gümbel parallelisierte diese Ablagerung mit den hangendsten Pflanzenschichten von Reit im Winkel [1] [(2) S. 606], während dieselben nach den Bestimmungen Heers [(2) S 608] und der Auffassung C. Mayers [(2) S. 610], der ich mich auf Grund meiner eigenen Beobachtungen anschließen muß, gleichwie die Sotzkaschichten Südsteiermarks ebenfalls oberoligocänen Alters sind.

Wenn wir die Faunen derartiger übereinanderliegenden Faziesgruppen einzeln betrachten, so haben sie vielleicht kein einziges Petrefakt miteinander gemein, ja selbst die Gattungen sind möglicherweise durchgehends verschiedene.

Trotz dieser Modifikationen, welche die Meeresfauna durch die Tiefenverhältnisse ihres Standortes erleidet, gehören die Schichten doch einem und demselben geologischen Zeitabschnitte an und der Satz, daß gleichaltrige Ablagerungen gleiche, ungleichaltrige ungleiche

[1]) v. Gümbel hielt die Pflanzenschichten von Reit im Winkel und von Häring für unteroligocän [(2) 603, 615, 641, (11) 912].

Fossilreste enthalten, kann bei buchstäblicher Anwendung in solchen Fällen leicht zur Fehlerquelle werden.

C. Die Cyrenenschichten als brackische Randbildung eines Ästuariums.

Wir betrachten hier zunächst nur die untersten flözführenden Cyrenenschichten im Hauptzuge der Konglomerate.

Das reichliche Vorkommen von limnischen und brackischen Seichtwasserbewohnern sowie von Wellenfurchen [(14) S. 49] mit Trockenrissen in unmittelharer Begleitung der Flöze beweist deren Ablagerung am Rande eines teilweise ausgesüßten Ästuariums.

Nach Heer entsprechen die fossilen Pflanzen der Cyrenenschichten einer Flora von subtropischem Typus, etwa nach Art der heutigen Vegetation in Louisiana, Florida oder Südkarolina. Die häufigen Reste von *Cupressinoxylon* in den Peißenberger Flözen lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß die Molassekohle einer ausgedehnten Waldsumpfbildung entstammt, ähnlich wie sie uns an den Küsten der genannten Länder im Mündungsgebiete der Flüsse in den Zypressensümpfen (Swamps) begegnet, mit einer üppigen, vorherrschend aus *Sphagnum*- und *Polytrichum*-Arten bestehenden Torfmoorentwicklung, in welcher auf den vom Wasser nur wenig bedeckten Bodenflächen *Andromeda Smilax* nebst anderen Schlinggewächsen wuchern, Tulpenbäume, Magnolien und namentlich Sumpfzypressen nebeneinander gedeihen, die mit ihren weitverzweigten Wurzeln, von einer dichten Torfdecke getragen, selbst in das Meer reichen.

Für die günstige Entwicklung eines Torfmoores sind vor allem stagnierendes oder nur wenig bewegtes Süß- oder Brackwasser und ein seichter Untergrund erforderlich. Fehlt eine dieser Bedingungen, so ist die Torfentwicklung ausgeschlossen. Marine Torfbildungen gibt es nicht [(25) S. 786] und es ist eine Tatsache von fundamentaler Bedeutung, daß benthonische Meerespflanzen, selbst wenn sie in der diaphanen Region der Flachsee reich entfaltet sind, doch in der benachbarten Tiefsee nicht zur Ablagerung gelangen. Auch in der Sargassumsee ist der Boden des Atlantik nicht von Humuslagern, sondern von feinem Bimssteinschlamm bedeckt. Es hängt dies mit den Lufträumen zusammen, die alle Benthospflanzen des Meeres in ihren Geweben enthalten und ihre Anhäufung am Meeresgrunde verhindern; denn sobald eine solche Pflanze durch Stürme abgerissen wird, steigt sie zur Meeresoberfläche empor und wird daselbst schwimmend erhalten, bis sie vom Meerwasser zersetzt oder von den Wellen an den Strand gespült wird, wo sie gleichfalls verwest [(18) S. 678]. Daß alle Kohlenflöze ihre Entstehung einer Anhäufung von Land- und Sumpfpflanzen verdanken, nicht aber von abgestorbenen Meeresalgen abstammen, hat die mikroskopische Untersuchung der Mineralkohlen bekanntlich bestätigt, wofür auch die Arbeiten v. Gümbels[1]) umfangreiches Material geliefert haben [(10) S. 171].

[1]) Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch., math.-naturw. Kl., Bd. XIII, München 1884, S. 111.



Das Wachstum des Torfes im Süß- oder Brackwasser erfolgt in der Weise, daß sich zunächst auf dem in das umliegende Land übergehenden Ufersaum Wassermoose ansiedeln und einen immer dichter und breiter werdenden grünen Kranz an den Rändern der Seen und ausgesüßten seichten Meeresbuchten bilden. Die auf der Wasserfläche wuchernde Vegetation dehnt sich immer mehr gegen das offene Wasser aus, wobei die abgestorbenen, älteren Pflanzen von den jüngeren Generationen getragen werden, bis die Massen, die sogenannten Torfwampen, infolge der eigenen Schwere zu Boden sinken, woselbst sie durch die nachfolgenden niederbrechenden Massen immer mehr verdichtet und vor dem Fäulnis- oder Inkohlungsprozeß geschützt werden. Die Umwandlung der Pflanzensubstanz in Mineralkohle kann nur bei Luftabschluß, insbesondere nach erfolgter Überschüttung mit Schlammsand und sonstigem Detritus eintreten, welchen die einmündenden Flüsse, namentlich bei Hochwasser, einführen.

Infolge der großen Kapillarität des Torfes kann es vorkommen, daß sich benachbarte, durch flache Rücken getrennte Torflager vereinigen, ausgedehnte Sumpflandschaften im Laufe der Zeit vollständig vertorft und seichte Lagunen an der flachen Küste vom Meere abgeschnürt werden.

Während die Wiesenmoore unserer Alpen bei günstigerem Wachstum jährlich nur um zirka 2 *cm* zunehmen, beträgt das Wachstum des Torfes in den Mississippisümpfen pro Jahr zirka 60 bis 130 *cm*. Da nun ein Schwarzkohlenflöz zirka fünfmal mehr Kohlenstoff enthält als ein ebenso starkes Torflager, so wären sonach bei dem Wachstume des Torfes im subtropischen Klima nur einige Jahre für die Kohlenstoffmenge eines 1 *m* mächtigen Flözes der südbayrischen Molasse nötig. Daß solch großartige Pflanzenanhäufungen wohl geeignet sind, das Material für ausgedehnte Kohlenfelder zu liefern, darauf weisen auch die uns näher gelegenen Verhältnisse hin. Die Emsmoore an der Zuidersee bedecken nach den Angaben Kreuzbachs einen Flächenraum von 120 Quadratmeilen, wobei das Bourtanger Moor allein 30 Quadratmeilen, also ungefähr so groß ist wie das ganze südbayrische Kohlenrevier.

Während Meerespflanzen nie in der Tiefsee zur Ablagerung gelangen, kann dies bei Landpflanzen, wenn sie im offenen Meere untergehen, wohl vorkommen; doch ist Treibholz, namentlich in den feuchtwärmeren Klimaten, wo es rasch verwest, immer entrindet und an diesem Merkmal leicht kenntlich. So wurden zum Beispiel beim Dredgen auf der Leeseite der Karaibischen Inseln vom Blake große Mengen von Blättern, Bambusstücken, Zuckerrohr, Landschnecken usw. mit den Tiefseeformen von Krebsen, Anneliden, Fischen, Echinodermen, Spongien 20 bis 30 *km* vom Lande entfernt und aus Tiefen von 2000 *m* herausgeholt [(18) S. 954].

Ein solches Gemenge würde jedoch auch im fossilen Zustande aus der Zugehörigkeit seiner Bestandteile zu verschiedenen bathymetrischen Zonen seine zufällige Entstehung und die Herkunft der angeschwemmten Pflanzenreste sowie die damit zusammenhängende weite Verschleppung von Binnenbewohnern bei genauer Untersuchung der Ablagerung verraten.

Daß die Flöze der Molasseschichten der Hauptsache nach autochthon, nach Art der obengeschilderten Swamps entstanden sind und Anschwemmung von Pflanzensubstanz nur eine ganz untergeordnete Rolle hierbei gespielt haben kann, geht nicht allein aus der Zusammensetzung der Seichtwasserbevölkerung der Cyrenenschichten, sondern auch aus dem innigen Zusammenhange hervor, welcher zwischen den Kohlenflözen und ihren ständigen Begleitern, den Landschnecken, Süß- und Brackwasserkonchylien, besteht, deren Nachkommen und Verwandte noch heute in jenen subtropischen Ästuarien leben und sich zum Teil als Pflanzenfresser von den Algen der Torfmoore nähren.

Dieser Umstand ist von eminenter Wichtigkeit, weil er uns lehrt, daß den kohlenführenden Randbildungen der südbayrischen Oligocänmolasse in den übrigen Gebieten des alten Ästuariums flözleere Sedimente entsprechen und daß alle auf die Aufschließung seiner marinen oder tieferen Teile abzielenden Bergbauversuche völlig aussichtslos sind.

Diese Gesetzmäßigkeit, mit welcher im oberbayrischen Kohlenrevier gerechnet werden muß, deren Beobachtung jedoch daselbst wegen der nach Ablagerung der Bausteinzone eingetretenen geotektonischen Bewegungen und der dadurch hervorgerufenen Komplikationen der Verhältnisse erschwert wird, kommt am klarsten in der Alpenfazies der Molasse aus früher erwähnten Gründen zum Ausdruck und wurde namentlich in den Sotzkaschichten Südsteiermarks bekannt [(13) S. 9], wo auch ich Gelegenheit hatte, mich damit in den verschiedenen Tertiärbecken zwischen Graz und Cilli vertraut zu machen. Die an den Beckenrändern auf mariner Unterlage erschürften Kohlenflöze bilden nicht das Ausgehende eines in der Muldenmitte in größerer Mächtigkeit vorhandenen Flözes, wie dies bei einem durch Vertorfung eines Süßwassersees entstandenen Braunkohlenlager regelmäßig zutrifft. Sie sind vielmehr auf die schmale Uferzone der oligocänen Buchten beschränkt und bestehen aus absätzigen Kohlenflözen, die oft nur von wenige Meter mächtigen Cyrenenmergellagen begleitet werden. Sowohl im Streichen dem Beckenrande entlang sowie in der Fallrichtung keilen sie sich lentikular aus und pflegen insbesondere in der Tiefe rasch zu verschwinden, woselbst sich nur unproduktive Sedimente vorfinden, was durch zahlreiche in der Beckenmitte bis auf das Grundgebirge niedergebrachte Bohrungen und Schächte zur Genüge erwiesen ist.

Ein anderes Beispiel für ähnliche Verhältnisse bietet das nähergelegene Kohlenvorkommen von Häring in Tirol [(2) S. 870, Taf. 37 und 39, (19) S. 174], wo die Kohle am Gegenflügel und in der Muldenmitte ebenfalls fehlt, offenbar weil hier zur Oligocänzeit eine wesentliche Bedingung zur Torfentwicklung, nämlich wenig bewegtes, Süß- oder Brackwasser, nicht vorhanden gewesen sein dürfte.

Je flacher die Küste mit den angrenzenden Niederungen war, desto günstiger gestalteten sich die örtlichen Verhältnisse für die Entstehung ausgedehnter Kohlenfelder.

Die nahezu gleichartige Beschaffenheit der Bausteinzone am

Nord- und Südflügel der Haushamer Mulde läßt auf eine ursprünglich weit ausgedehnte, mehrere Kilometer breite Flachküste mit gleichsinniger, sehr geringer Abdachung schließen, deren Niveauverhältnisse erst nach ihrer Ablagerung durch geotektonische Bewegung verändert wurden, womit der Rückzug des Meeres, die Bildung von Strandseen und schließlich die isokline Faltung der Molasseschichten mit großartigen Dislokationen verbunden war, längs welcher wir beispielsweise zwischen der Haushamer und Miesbacher Mulde den Tiefseeton der ersteren unmittelbar neben den Cyrenenschichten der letzteren beobachten können.

Da die Ablagerung der Sedimente stets konkordant zum Untergrunde erfolgt und dieser in einem Ästuarium im allgemeinen landwärts seichter und seewärts tiefer wird, besitzen die Sedimente ursprünglich nicht horizontale, sondern Deltaschichtung, wobei sich die einzelnen Straten, wenn auch nur mit geringem Verflächen gegen das offene Meer, dachziegelförmig auf- und aneinanderlegen [(12) S. 58] und ihre Anreicherung mit Kohlenbildnern auf primärer Lagerstätte nur in der Uferzone erfolgt.

Aus diesem Grunde ist die Entstehung des 800 *m* mächtigen Schichtenkomplexes der flözführenden Cyrenenschichten in der Haushamer Mulde nur durch eine andauernde Senkung und kontinuierliche Neulandbildung denkbar, welcher in den tieferen Teilen des Ästuariums zeitliche, unproduktive Äquivalente entsprechen.

Es steht daher nicht zu erwarten, daß die Flöze der Haushamer Mulde an Mächtigkeit zunehmen werden, wenn man sie in der Richtung ihres ursprünglichen Verflächens im alten Ästuarium seewärts, also nach Norden hin, aufschließen wollte. Eine etwa zwischen Miesbach und Thalham ausgeführte Tiefbohrung würde dort anstatt bauwürdiger Flöze eine unproduktive, tiefere Fazies der Cyrenenschichten, nämlich eine Bildung der Flachsee oder den Tiefseeton, anfahren; denn wo man die alte Muldenmitte allenfalls vermuten könnte, war das offene Meer und einen Gegenflügel gibt es hier nicht.

D. Die bunte Molasse als brackische, lateritisch gefärbte Bildung der Flachsee.

Wohl selten wurde ein Schichtenkomplex von den Geologen so verschieden gedeutet wie die bunte Molasse.

v. Gümbel betrachtet sie zuerst als eine Fazies der Peißenberger—Miesbacher kohlenführenden Schichtenreiche [(2) S. 683], erklärt ihre Fossilarmut durch die Entstehung in einem tiefgründigeren Meeresteile im westlichen Gebiete, woselbst sich unendliche Massen von Geröll, Sand und Schlamm auf dem Meeresboden ablagerten, dessen Tiefe und Unruhe dem Gedeihen von Organismen nicht förderlich war [(2) S. 692]; ferner bezeichnet er sie als limnische Bildung und als ein Glied der unteren Süßwassermolasse der Schweiz [(2) 689] und hält sie infolge ihres Vorkommens zwischen den oberen und unteren Cyrenenschichten für oberoligocän [(2) S. 692]. Alsdann führt er sie jedoch als eine



tiefere Stufe der Cyrenenschichten an [(11) S. 926] und schließlich nennt er sie die brackische bunte Molasse [(19) S. 325].

Nach Wolff ist die Ablagerung der bunten Molasse nach Aussüßung eines oligocänen Meeresteiles und seiner Umbildung in ein großes Süßwasserbecken erfolgt [(23) S. 298].

Weithofer will für die bunte Molasse terrestrischen Ursprung annehmen, insbesondere weil die Konglomerate im Westen zu einer Bildung in der Tiefe nicht recht passen und nach seiner Ansicht auch die häufigen *Helix*- und *Planorbis*-Funde eher für eine Landbildung sprechen dürften; doch hält er eine Ablagerung in einem Wasserbecken nicht für ausgeschlossen, glaubt aber, daß bei dieser Voraussetzung die Aufschüttung der Konglomerate einen ausgiebigen Wasserzufluß aus den Alpen und eine vollständige Aussüßung des westlichen Beckens bedingt hätte, da ein Zusammenhang mit der rheinischen Tertiärbucht nicht wahrscheinlich sei [(31) S. 69].

Der Anschauung Weithofers über die limnische Entstehung der bunten Molasse schließt sich Bärtling [(33) S. 7] an, und zwar auch hinsichtlich des bereits von Weithofer beschriebenen Auftretens einer oberen bunten Molasse im Hangenden der Peißenberger Schichten [(31) S. 62, 64].

Rothpletz dagegen bestreitet die Existenz einer solchen [(35) S. 375, 376], ohne jedoch die Entstehungsweise der bunten Molasse irgendwie zu erläutern, obwohl die Lösung dieser Frage von weitesttragender Bedeutung für das Peißenberger Problem ist.

Die große Verschiedenheit obiger Anschauungen dürfte hauptsächlich auf die auffallende Schichtenähnlichkeit zurückzuführen sein, welche sich selbst zwischen terrestrischen und marinen Bildungen häufig zeigt. Ist doch nach Walther auch ein jedes Wüstengebiet lithogenetisch einem Meeresbecken äquivalent [(28) S. 3].

Eine befriedigende Erklärung für die Lithogenesis der bunten Molasse ergibt sich wohl nur dann, wenn man die letztere als ein Gestein betrachtet, dessen Material aus jenen durch Eisenoxyd rot gefärbten Verwitterungsprodukten hervorgegangen ist, die eine sehr verbreitete Erscheinung wärmerer Klimazonen sind, sich mit gleichbleibender Färbung durch mehrere Faziesbezirke vom Festlande bis in die Tiefen des Meeres erstrecken und allgemein als „Laterit" bezeichnet werden.

Walther unterscheidet Plateaulaterit, das ursprüngliche Verwitterungsprodukt auf primärer Lagerstätte, und davon abgeleitet: Terrassen-, Tal- und Seelaterit, ferner Dünenlaterit (Tareisand) an den Küsten, endlich Meereslaterit, in den Deltas tropischer Flüsse und im Gebiete des Kontinalschlammes, auch Rotschlamm (red mud) genannt [(18) S. 803—816].

Da in unseren Gegenden nach Heer in der älteren Tertiärzeit tropisches, in der oligocänen und miocänen Zeit subtropisches und erst in der pliocänen Zeit gemäßigtes Klima herrschte [(18) S. 878], muß angenommen werden, daß die Verwitterungsprodukte des benachbarten älteren Gebirges, aus denen die Schichten der südbayrischen Oligocänmasse gebildet wurden, lateritisch gefärbt waren, wie dies in der Gegenwart bei den Alluvionen des Tropen-

landes und der subtropischen Regionen der Fall ist, während dagegen in der gemäßigten und kalten Zone als Verwitterungsprodukt eisenhaltiger Muttergesteine bekanntlich ein gelb oder braun gefärbter Lehm entsteht.

Dies läßt darauf schließen, daß die Färbung der Cyrenenschichten und der unteren Meeresmolasse nur eine nachträglich erworbene sein kann und daß der Schichtenkomplex der bunten Molasse nichts anderes als eine oligocäne Lateritablagerung ist, welche, wie fast jede rezente, häufig Sand- und Geröllschichten enthält und eine terrestrische, eine Strand- und eine Flachseefazies umfaßt.

Im Gebiete des oberbayrischen Kohlenreviers ist jedoch nur die letztere vorhanden, welche unter beständiger Wasserbedeckung entstanden ist.

Hierfür spricht das Fehlen aller dem Festlande spezifischen Erscheinungen, insbesondere äolischer Ablagerungen aus reinem Flugsand mit charakteristischer Windschichtung, ferner der gänzliche Mangel an polygonalen Trockenrissen, welche unter der Einwirkung der Sonnenhitze und Luft in zeitweise inundierten Gebieten entstehen, fast stete Begleiter der Tonböden (Takyrböden) [(28) S. 111] sind und sich auf den Schichtflächen fossiler Ablagerungen deutlich ausprägen, namentlich wo der weiche, vom Wasser entblößte, einschrumpfende Schlamm einstens vom Flugsand, wie Bornemann betont [(12) S. 20], bedeckt wurde [1]).

Nach Walther findet sich der reine Dünensand auch an der Küste nicht unterhalb des Wasserspiegels, denn in wenigen Metern Tiefe ist dem Sande schon so viel Schlamm beigemengt, daß selbst ein ungeübtes Auge sofort den Unterschied beider Sande erkennen kann [(28) S. 2]. Auch im fossilen Zustande ist eine Verwechslung nicht leicht möglich, zumal bei der Diagonalschichtung eines Dünengesteines (Windschichtung) der Neigungswinkel der antiklinal zusammenstoßenden Schichtungsdiagonalen auf der einen Seite etwa 5—10°, auf der anderen Seite 20—30° beträgt, während er bei einer Bildung unter Wasser annähernd gleich groß ist [(18) S. 638], wenn in derselben diskordante Parallelstruktur vorkommt [(12) S. 11—15].

Weitere Anzeichen für den Faziesbezirk der bunten Molasse sind der vollständige Mangel an Wellenfurchen mit Netzleisten, Regentropfeneindrücken, Kriechspuren und Fährten von Landtieren auf den Schichtflächen der Gesteinsbänke.

Ripplemarks finden sich nicht allein in der Uferzone vor, sondern, wie Walther gezeigt, auch auf der Höhe der Wüstendünen, und zwar hier als ein Produkt des Windes [(18) S. 796, (28) Fig. 9, 42].

Wir sehen diese Erscheinungen deshalb oft im Hauptbuntsandstein, worunter nach Bornemann vorwaltend äolische Ablagerungen

---

[1]) Die Entstehung der Risse beim Austrocknen des Schlickbodens während der Ebbe hat Haller beschrieben. Die meisten werden durch die Flut aufgeweicht oder durch neu hinzugeschwemmtes Material unkenntlich gemacht. (Haller, Nordseestudien, 1868, S. 93.)

zu verstehen sind [(12) S. 12, 37, 45], sowie in der brackischen Randbildung der kohlenführenden Cyrenenschichten der südbayrischen Molasse [(14) S. 49].

Nachdem Ripplemarks am Meere von White und Siau bis in Tiefen von 180 *m* beobachtet wurden [(17) S. 529], würde selbst ein etwaiges Vorkommen von Wellenfurchen in der bunten Molasse, wenn es ohne Trockenrisse wäre, noch nicht für eine terrestrische oder Strandfazies sprechen müssen.

Im übrigen kann eine Versteinerung obiger Bildungen nur insoweit vorkommen, als sie vor der Bedeckung durch anderes Material eine genügende Festigkeit erlangen. Dies geschieht vorzüglich durch Trockenlegung.

Daß Land- und Sumpfschnecken sehr weit verschleppt werden können, beweist das früher erwähnte Beispiel (siehe S. 295) von den westindischen Inseln. Die *Helix*- und *Planorbis*-Funde in der bunten Molasse lassen deshalb weder auf die Nähe des Landes noch auf eine limnische Entstehung mit Sicherheit schließen.

Aber auch die Häufigkeit und Mächtigkeit der Konglomerate ist kein Grund, welcher eine Ablagerung der bunten Molasse in seichteren Gebieten der Flachsee undenkbar erscheinen ließe.

Gehört doch das oberbayrische Kohlenrevier einer oligocänen Meeresbucht an, die im allgemeinen nach Süden (landwärts) seichter, nach Norden (seewärts) tiefer wurde und in welcher sich das Detritusmaterial der aus den Alpen (von Süden) kommenden Flüsse in jenen oft weit ausgebreiteten „marinen Mündungsdeltas" ablagern mußte, von welchen uns Walther berichtet [(28) S. 159], daß sie in bezug auf Intensität in der Bildung klastischer Gesteine mit den „abflußlosen Gebieten" wetteifern, in denen bekanntlich Konglomerate von einer geradezu staunenswerten Ausdehnung und Mächtigkeit aufgeschüttelt werden [(28) S. 71, 97].

Begeht man den Oberlauf der Ammer vom Ammerknie in der Schnalz bis Altenau südlich von Oberammergau, so lassen sich bei sorgfältigem Studium der Schichtenfolge an 47 verschiedenen Stellen Konglomeratbänke mit überwiegend psammitischer Grundmasse feststellen, welch letztere in den nördlichen Mulden bläulich- oder gelblichgrau, in den südlichen jedoch rötlich gefärbt ist. Die genaue Kartierung dieser Bänke im Verein mit der jeweiligen Schichtenstellung und ihrer gruppenweisen Anordnung in der bunten Molasse zwischen den oberen Cyrenenschichten und der unteren Meeresmolasse zeigt, daß sie sämtlich der Bausteinzone angehören.

Während die letztere jedoch in der Haushamer Mulde nach Korschelt [(14) S. 49—51] nur fünf bis sechs Konglomeratbänke enthält, wovon an der Ammer südlich von Peißenberg nur vier Bänke aufgeschlossen sind [1]), reichert sie sich unter ständiger Zunahme der

---

[1]) In meiner geologischen Karte von Peißenberg sind nur drei Konglomeratbänke sichtbar; die vierte bildet das liegendste Glied im Schichtensattel des Krebsbachels und ist nur an diesem Punkte aufgeschlossen; bei Darstellung derselben in der Karte müßten die Details hier zu sehr über Maß gehalten werden.



Korngröße und Mächtigkeit der Konglomerate ammeraufwärts, also gegen Süden, bis auf 15 Bänke an. Auch daraus folgt, daß die Einschwemmung der Konglomerate von Süden her erfolgte. Die gleiche Schichtenfolge läßt sich teils an der Ach, teils an der Eyach feststellen.

Die gesamten Aufschlüsse geben ein Bild von dem tektonischen Baue des westlichen Molassegebietes, wie ihn das Profil von Hohenpeißenberg nach Saulgrub auf beiliegender Tafel VII [I] darstellt.

Nur an einem einzigen Punkte dieses Gebietes, im Oberlaufe der Ammer, zwischen Acheles-Schweig und Altenau, nächst der Grenze zwischen der bunten Molasse und der unteren Meeresmolasse, fand ich in der letzteren eine schwache feinkörnige Konglomeratbank, wie dies auch im östlichen Revier an der Grenze der Bausteinzone und den Cyprinenschichten hie und da vorkommt [(14) S. 52].

Wir stehen deshalb nicht im Widerspruche mit dem alten Erfahrungssatze: Mächtige Konglomerate bilden nur am Rande des Meeres eine grobkörnige Zone [(28) S. 97].

Denn wie wir in früheren Abschnitten gesehen, fehlen, wo es sich nicht um bloße Übergangszonen zur Strandregion handelt, die Konglomerate in den marinen Faziestypen der Molasse vollständig. Weder der oligocäne Tiefseeton noch jener Teil der Cyprinenschichten, welcher der tieferen Küstenzone angehört, enthält irgendwo Gerölleinlagerungen.

Allein auch in der bunten Molasse bei Penzberg sind sie nicht vorhanden.

Daraus erhellt, daß sie keinen integrierenden Bestandteil der bunten Molasse bilden, sondern nur den Faziesbezirk anzeigen, in welchem die letztere abgelagert wurde.

Dies war bei Penzberg offenbar hauptsächlich im Bereiche der tieferen und in südlicheren Gebieten, zum Beispiel an der oberen Ammer, vornehmlich innerhalb der seichteren Küstenzone der Fall.

Da jedoch die Gesamtmächtigkeit der an Konglomerat reichen bunten Molasse in diesen seichteren Gebieten bis zu 1200 *m* beträgt, nachdem ferner unterhalb der 650 *m* mächtigen, geröllfreien, in größerer Tiefe abgesetzten bunten Molasse von Penzberg unzweifelhafte Strandbildungen, nämlich die unteren Cyrenenschichten mit den Resten von Seichtwasserbewohnern in der nach Norden und Osten schmäler werdenden Bausteinzone, auftreten, müssen hier zur Zeit der Aufschüttung der Sedimente größere Senkungen des ganzen Küstenstriches stattgefunden haben. Dieselben wurden durch die alpine Seitenpressung veranlaßt, leiteten die Faltung des Molassegebirges ein und hatten sehr ausgedehnte und wiederholte Strandverschiebungen zur Folge, welche uns für die mächtige Anhäufung von Konglomeraten die naturgemäße Deutung geben.

Während südlich von Penzberg, unmittelbar über dem Hauptzuge der Konglomerate, wie bereits erwähnt, die 650 *m* mächtige Schichtenreihe typischer bunter Molasse [(31) S. 61] abgelagert wurde, findet sich in der Haushamer Mulde gleichfalls unmittelbar über der Bau-



steinzone ein zirka 800 *m* mächtiger Schichtenkomplex von Cyrenenmergeln.

Zwischen der Isar und Loisach verwandeln sich die letzteren allmählich in bunte Molasse, so daß sich beide Schichtengruppen vertreten, wie ich dies bereits 1890 dort konstatierte und wie es auch Weithofer wahrgenommen hat [(26) S. 282, (31) S. 65, 66].

Es ist ein überraschender Anblick, der sich zwischen Bad Krankenheil-Tölz und Heilbrunn, am Nordfuße des Buchberges nächst Ramsau, bei dem deutlichen Übergange der bläulichgrauen Cyrenenmergel in den rot-, gelb-, grün- und grauschattierten Schieferton der bunten Molasse dem aufmerksamen Beobachter bietet.

Der heteropische Verband dieser beiden Dauergesteine, welchen man daselbst im Streichen der Schichten, in der Natur verfolgen kann, ist ein untrügliches Beweismittel für die zwischen der bunten Molasse und den übrigen Faziestypen bestehende Korrelation.

Die hauptsächlichsten Merkmale der bunten Molasse sind ihre lateritische Färbung und ihre Fossilarmut.

Erstere erinnert lebhaft an die jenes tonigen, grünlich, graulich und rötlich gefärbten Schlammes, wie ihn v. Gümbel als ein Kriterium der tiefen Küstenzone beschreibt, in welcher noch die Nähe und mehr oder weniger steile Abdachung der Küste sich rückwirkend auf die Eigentümlichkeit und Natur der Absätze erweist, die in fast unveränderter Beschaffenheit von den Ausmündungen großer Flüsse bis in die Tiefe reichen [(11) S. 332] und von dem eigentlichen Tiefseeton mit den häufigen manganhaltigen Beimengungen wohl unterschieden werden [(11) 334].

An den Küsten der tropischen Meere findet sich der rote Kontinentalschlamm, welcher sein Material den lateritisch verfärbten festländischen Verwitterungs- und Korrasionsprodukten der heißen Zone verdankt; er wird hier von den Flüssen, so zum Beispiel an der brasilianischen Küste auf weite Erstreckung vom Orinoko- und Amazonenstrome abgesetzt.

Wo keine großen Flüsse münden, ist der Grünschlamm verbreitet, während an den Küsten der gemäßigten Zone und des nördlichen Polarmeeres der Blauschlamm überwiegt [1]).

In allen Fällen sind Eisenverbindungen die färbende Substanz und bildet Eisenoxyd rote Gesteine, Eisenoxydhydrat gelbe und braune, Eisenoxydul grüne oder blauschwarze Ablagerungen [(18) S. 702].

Es ist eine bekannte Erscheinung, daß die von den fließenden Gewässern in das Meer eingeführten Stinkstoffe von gleicher chemischer Beschaffenheit in verschiedenen bathymetrischen Zonen angereichert werden. So zum Beispiel Kalkkarbonat als Filtrierstein an flachen Meeresküsten [(11) S. 329], buntfarbige Tone im Bereiche der Kontinentalstufe und die manganhaltigen Gebilde inbesondere in der Tiefsee.

Diese Vorgänge sind nicht allein auf die aufbereitende Tätigkeit des fließenden Wassers, sondern auch auf die klärende Wirkung des

[1]) Murray und Renard, Chall. Deep. Sea Deposits, S. 229 f.

Salzgehaltes beim Eintritt der Flüsse ins Meer zurückzuführen. Diese zeigt sich im kleinen ebenso wie im großen.

Während ein Glas mit trübem Rheinwasser monatelang ruhig stehen muß, ehe sich alle Verunreinigungen absetzen, fällt in einer Salzlösung die Flußtrübe in wenigen Minuten zu Boden.

Wenn Seewasser nur noch ein Zehntel seines Salzgehaltes enthält, so wirkt es doch immer noch klärend. Nach Versuchen von Murray und Irvine wird die Hauptmasse der Flußtrübe in derjenigen Zone des Brackwassers niedergeschlagen, wo der Salzgehalt 1·005—1·010 % beträgt; aber ein kleiner Rest wird selbst in sehr salzreichem Wasser noch suspendiert erhalten und kann fern von der Küste zum Absatz gelangen. Insofern nicht mechanische Ablagerungen in Betracht kommen, erfolgt die Ausscheidung der Substanzen aus dem Meerwasser nach ihrem Löslichkeitsverhältnisse. Im ursächlichen Zusammenhange mit obigen Vorgängen steht die Tatsache, daß der Kontinentalschlamm im allgemeinen nur einen Saum um die Festländer bildet [(18) S. 645 und 646].

Eine Folge jener vielfältigen chemischen und physikalischen, unter dem Begriffe Diagenese zusammengefaßten Veränderungen der Sedimente nach ihrer Ablagerung, die insbesondere das Versteinen der Schichten herbeiführen, ist die höchst auffallende Tatsache, daß bauwürdige Kohlenflöze in allen Ländern und allen Formationen immer nur in bläulichgrauen, im verwitterten Zustande gelblichgrauen, doch niemals intensiv rot- oder buntgefärbten Schichten vorkommen.

In der Molasseliteratur findet man häufige Angaben, daß in der bunten Molasse Kohlenflöze eingelagert wären. Im südbayrischen Gebiete ist dies nirgends der Fall; denn wo es sich nicht um kleine Kohlenbutzen handelt, die aus untergegangenem Treibholz entstanden sind, findet man im Hangenden und Liegenden der Flözchen stets Cyrenenschichten mit Stinkstein u. dgl. oder doch wenigstens geringmächtige Lagen ihres bläulichgrauen Mergels. Die Flözchen, welche v. Gümbel in seiner geologischen Karte auf Blatt III (Werdenfels) bei Rottenbuch in bunter Molasse einzeichnet, gehören in Wirklichkeit einer kleinen Mulde der oberen Cyrenenschichten an. Auch in der Bärtlingschen Karte finden sich derartige Fehler wiederholt an der Ammer vor [(33) S. 7].

Die Berghalden der Kohlengruben in Südbayern, an der Saar, an der Ruhr, in Schlesien oder in anderen Ländern zeigen überall die gleiche Farbe des Kohlengebirges; nur die Härte des Gesteines ist verschieden.

Der Grund der gleichartigen Färbung des Kohlengebirges liegt darin, daß die Zersetzung der organischen Substanz zur Zeit der Ablagerung zur Reduktion der höheren Eisenoxyde in Eisenoxydul führt, wobei Kohlenstoff als Kohlensäure entweicht und Wasserstoff zu Wasser oxydiert wird. Zugleich findet eine Zunahme der Alkalinität des Wassers statt. Auch die Absätze in Flußläufen und Binnenseen, die gewöhnlich an organischen Stoffen reich sind, haben meist eine bläulichgraue, grünlichgraue oder schwärzliche Färbung.

Wenn wir weiters bedenken, welche unendliche Anzahl von marinen Tieren am Meeresgrunde durch Verwesung zersetzt wird,

so erklärt sich auch leicht der bläulichgraue Farbenton der petrefaktenreichen marinen Molasseschichten als Folge der Reduktion der höheren Eisenoxyde, neben welcher gleichzeitig die Bildung von Ammoniak aus der stickstoffhaltigen tierischen Substanz sowie die Desoxydation der Sulfate, die Entstehung von Sulfiden oder von flüchtigen Schwefel- und Phosphorverbindungen vor sich geht.

Daß der Tiefseeton eine ähnliche Färbung zeigt, will mir deshalb natürlich erscheinen, weil die feinen Tonflocken, die ihn zusammensetzen, beim Passieren der diaphanen Region desoxydiert werden mußten und deshalb anzunehmen wäre, daß sie bereits mit grünlicher Färbung in der Tiefsee ankamen.

Im übrigen dürfte bei den chemischen Veränderungen am Boden der Tiefsee auch den Spaltpilzen eine wichtige Rolle zukommen. In einer Grundprobe, die man aus 1100 *m* Tiefe heraufholte, fanden sich noch 24.000 Bakterien in einem Kubikzentimeter Schlamm. Daß die Verwesung der Mikroorganismen insbesondere bei dem höheren Drucke und größeren Salzgehalte der Tiefsee nicht spurlos vorübergehen kann und vielleicht die gleiche Wirkung übt wie die organische Substanz der Foraminiferen bei der Bildung von Glaukonitsand, liegt nahe. Doch sind diese Verhältnisse noch nicht näher erforscht [(18) S. 698].

Weil jedoch in der bunten Molasse organische Substanzen zur Reduktion des Eisenoxyds fehlten, behielt dieselbe ihre ursprüngliche Farbe bei, wie dies auch hinsichtlich des roten Kontinentalschlammes der Fall ist, von dem uns Walther berichtet, daß die Menge der organischen Substanz in demselben ungenügend sei, um eine Veränderung der lateritisch verfärbten Verwitterungsprodukte heißer Klimate zu bewirken [(18) S. 647, 696, 884].

Durch die vollständige Übereinstimmung dieser Merkmale wird mit Sicherheit erwiesen, daß die bunte Molasse im engeren Bereiche des oberbayrischen Kohlenreviers nichts anderes als oligocäner roter Kontinentalschlamm (Meereslaterit) ist, welcher bis an die einstmaligen Flußmündungen reichte, in deren seichteren Gebieten er fluviomarine Geröllleinlagerungen enthält.

Nachdem Flußmündungen im allgemeinen unter die brackischen Faziesbezirke gehören, ist mir die Bezeichnung der südbayrischen bunten Molasse als „brackische" Ablagerung am meisten sympathisch.

Aber auch wegen des in diesen Gebieten herrschenden Unterschiedes und Wechsels im Salzgehalte vermag ich ihr weder ausschließlich limnischen noch rein marinen Charakter zuzusprechen.

Es ist bekannt, daß der Salzgehalt des Meeres im allgemeinen von der offenen See gegen die Küsten, namentlich gegen die Flußmündungen hin abnimmt [(25) S. 433]. Der Unterschied des Salzgehaltes in verschiedenen Meeresteilen hat seinen Grund teils in der Zufuhr von Süßwasser, wodurch eine Verdünnung eintritt, teils in der starken Wasserverdunstung in heißen Küstenstrichen oder in abgeschlosseneren Meeresbecken, wobei eine Konzentration stattfindet. An den Küsten der Tropenländer, wo die Verdunstung des Meereswassers bei trockenen heißen Winden oft eine sehr lebhafte wird, ist der Salzgehalt zuweilen höher als in den von der Küste ent-

legenen Meeresteilen. Im allgemeinen kann man jedoch beobachten, daß das Meerwasser in der Nähe der Küsten und insbesondere in abgeschlossenen, große Flüsse aufnehmenden Meeresbuchten weniger Salz enthält.

Da Süßwasser leichter als Salzwasser ist, schwimmt es auf diesem und ist seine Verbreitung infolgedessen an der Mündung von Flüssen oberflächlich eine viel größere wie in der Tiefe [(18) S. 59]. Während der offene Atlantische Ozean durchschnittlich 3·5% Salzgehalt hat, beträgt letzterer in der Nordsee und im Skagerak 3·4% und nimmt in der Ostsee nach Osten immer mehr ab. Im Kattegatt sind noch 2·2, im Großen Belt 1·8, bei Kiel 1·7, bei Rügen 1·0, am Eingange zum Bottnischen Meerbusen 0·4, an seinem Nordende bei Haparanda kaum 0·2 und im Finnischen Meerbusen bei Kronstadt noch nicht 0·1% vorhanden.

In der Ostsee, bei mehr als 30 *m* Tiefe, sinkt jedoch der Salzgehalt nirgends unter 1% und beträgt im Skagerak wie im offenen Ozean unter diesem Niveau nach zahlreichen Untersuchungen [1]) normal 3·55%. Diese Tatsache ist von besonderer Wichtigkeit. Sie zeigt, welche Rolle das spezifische Gewicht der Wasserschichten bei der Verteilung von Süß- und Salzwasser in brackischen Gebieten spielt, und läßt darauf schließen, daß auch in jenem oligocänen Ästuarium, in welchem die Ablagerung der südbayrischen bunten Molasse erfolgte, in größerer Tiefe nicht mehr mit vollständig salzfreiem Süßwasser gerechnet werden darf, solange das Meer, wie die in den Cyrenenschichten häufig zu beobachtenden marinen Zwischenlagen beweisen, noch in unmittelbarer Nähe war.

Die Einwanderung der *Cyrena gigas* aus Siebenbürgen, das Vorkommen von kohlenführenden oligocänen Bildungen in Ungarn, Kroatien, Steiermark und Niederösterreich sowie die außerordentlich mächtige Entwicklung der Meeresmolasse zwischen Traunstein und Siegsdorf scheinen Anzeichen dafür zu sein, daß wenigstens zur Oligocänzeit ein Zusammenhang zwischen dem ungarischen und oberbayrischen Meeresbecken bestanden hat [(23) S. 301]. Dies schließt jedoch die Möglichkeit der Entstehung einzelner Strand- und Reliktenseen in küstennahen Niederungen nicht aus, welche infolge geotektonischer Bewegungen durch das springflutartige Vordringen des Meeres mit dem letzteren zeitweise in Verbindung treten konnten.

Die klimatische Bilanz der Niederschläge gegen die Größe der Verdunstung bedingt insbesondere in wärmeren Gegenden einen intensiven Wechsel im Salzgehalt sowie in der Wassertemperatur mariner Mündungsgebiete.

Auf diese beiden letzten Faktoren dürfte die Fossilarmut unserer bunten Molasse zurückzuführen sein.

Über den Einfluß des Salzgehaltes auf das organische Leben wurden die interessantesten Beobachtungen in der Ostsee gemacht, deren überaus große Armut an Mollusken auffällt [(18) S. 57—69]. Nicht allein die Zahl der Arten ist hier eine geringe, sondern es sind

[1]) Vgl. Fürer, Salinenkunde, Braunschweig 1900, S. 11.

auch die Individuen nur verkümmerte Pygmäen gegen ihre Stammformen in der Nordsee.

Nach dem Tode der Tiere scheint die Schale vom Wasser ganz aufgelöst zu werden, denn in den Schären des östlichen Schwedens sieht man die Kutikularhäute der Muscheln im tonigen Schlamme des Meeresgrundes abgeformt. Als sich 1874—1882 der Salzgehalt der Kieler Bucht veränderte, verschwanden nach Möbius [(18) S. 69] verschiedene Mollusken und Echinodermen, welche sich, seitdem der Salzgehalt wieder zunimmt, allmählich wieder einfinden.

Wenn marine Mollusken plötzlich in süßes Wasser gebracht werden, so sterben nach den Versuchen von Beudant [(18) S. 63] sofort fast alle Arten; dagegen halten bei einer allmählichen Zuführung von Süßwasser einige Formen monatelang aus. Bei den meisten Süßwassertieren genügt schon der dritte Teil des im Meereswasser enthaltenen Salzes, um sie zu töten, selbst wenn der Zusatz nur allmählich erfolgt.

Aus derartigen Beobachtungen und weiteren Versuchen, welche insbesondere Oltmann [(18) S. 62] angestellt, geht mit großer Wahrscheinlichkeit hervor, daß durch häufige Schwankungen im Salzgehalt submarine Gebiete ebenso entvölkert werden können wie durch die allzu starke Konzentration desselben nach Ochsenius bei der Entstehung von Salzlagern oder wie durch den früher erörterten Mangel an Existenzbedingungen für die benthonische Flora und Fauna in der Tiefsee.

Nicht nur ein limnisches, sondern auch ein brackisches Gebiet, welches einerseits in seinen seichteren, mehr ausgesüßten Teilen wegen des daselbst häufig eintretenden Temperaturwechsels die Ansiedlung der Seichtwasserbewohner und wegen der hier herrschenden größeren Fließgeschwindigkeit und Unruhe des Wassers auch die Entstehung der Torfvegetation nicht ermöglichte, anderseits in der tieferen brackischen Küstenzone den stenohalinen Mollusken der Flachsee verschlossen war und auch von den euryhalinen wegen des häufigen durch Klimaschwankungen verursachten Zuflusses von Süßwasser und des dadurch bedingten raschen Wechsels im Salzgehalte dauernd gemieden wurde, vermag die Petrefakten- und Flözarmut der bunten Molasse zu erklären.

In demselben Verhältnisse wie im oberbayrischen Kohlenreviere steht die bunte Molasse zu den übrigen Faziestypen auch in entlegeneren Kohlengebieten.

So hatte ich zum Beispiel Gelegenheit, im steiermärkisch-kroatischen Tertiärbecken bei Varasdin-Töplic die bunte Molasse in der gleichen Korrelation mit den oberoligocänen kohlenführenden Cyrenenmergeln, den Cyprinenschichten und dem Tiefseeton mit seinen schokoladefarbigen Braunsteinauswitterungen kennen zu lernen.

Gesteinsbeschaffenheit und Petrefaktenführung des ganzen Schichtkomplexes im dortigen Kalniker Revier, in welchem auch sehr interessante Trachytdurchbrüche vorkommen, ist genau die gleiche wie in der südbayrischen Oligocänmolasse.

In der Schweiz entspricht unserer bunten Molasse die sogenannte „rote Molasse“; letztere dürfte jedoch anderen Faziesbezirken angehören.

IV. Die isopischen Schichten der Faziestypen.

Eigenartig muten die Verhältnisse an, welche entstehen, wenn zwei früher getrennte Faziesbezirke durch das bereits erwähnte springflutartige Vordringen und Zurückweichen des Meeres oder durch größere geotektonische Bewegungen miteinander in Verbindung gebracht werden.

Es findet alsdann im ersteren Falle eine Verschleppung der Bevölkerung von einem in das andere Gebiet statt, wobei Bewohner der Binnengewässer in Meeresschichten und umgekehrt marine Seetiere in Süß- und Brackwasser eingeschwemmt werden. Auf solche Vorgänge dürfte die Bildung der marinen Zwischenlagen in den Cyrenenschichten zumeist zurückzuführen sein, wie sie zum Beispiel v. Gümbel bei der Steinfallmühle nächst Peißenberg [(2) S. 693], ferner bei Flöz Nr. 7 des dortigen Bergwerkes [(19) S. 327] oder auch Korschelt in der Übergangszone der Konglomerate, in welcher der Kampf zwischen Meer- oder Brackwasser nicht plötzlich entschieden wurde, beschreibt [(14) S. 49, 52].

Wo es sich aber nicht um eine vorübergehende, sondern um eine andauernde Transgression des Meeres handelt, entstehen über den älteren Straten jüngere Sedimente, oft von namhafter Mächtigkeit und Ausdehnung, deren fazieller Typus nicht ihrer Unterlage, sondern der jeweiligen neuen Wassertiefe entspricht.

Derartige zeitlich verschiedene, aber faziell übereinstimmende Gebilde, die wir mit Mojsisovics isopische nennen, können wir in der südbayrischen Oligocänmolasse gleichfalls unterscheiden.

So sind die unteren und oberen Cyrenenschichten, ferner die Cyprinen- und Promberger Schichten, endlich die untere und obere bunte Molasse isopische Ablagerungen. Der oligocäne Tiefseeton besitzt dagegen kein solches Äquivalent.

Nur selten liegen die isopischen Schichten verschiedener Formationen direkt übereinander, so daß man die an eine bestimmte Fazies gebundene Fauna aus der älteren in die jüngere Gruppe direkt verfolgen kann.

Bloß die brackische Randbildung der Haushamer Schichten verknüpft beinahe in ununterbrochener Folge die unteren und oberen Cyrenenschichten; doch bei Miesbach, nächst Müller am Baum, schiebt sich der erste kleine Keil von bunter Molasse dazwischen ein [(2) S. 708]. Sie erscheint dann östlich der Loisach neuerdings und trennt, nach Westen hin immer mächtiger werdend, die Flözgruppe der Bausteinzone von jener der Glassande.

Über der letzteren folgen bei Penzberg die Promberger, bei Peißenberg die Schichten der oberen bunten Molasse.

In den hangendsten Partien der beiden findet sich bei Promberg das Daser-, bei Peißenberg das Kohlgrabenflözchen mit Stinkstein und Planorben, eingelagert in einer schwachen Schicht eines bläulichgrauen Mergels.

Wenn wir die gesamten Schichtglieder der oberoligocänen Molasse, wie sie sich im Revier an verschiedenen Örtlichkeiten übereinanderlagern, nochmals überblicken, so ergibt sich vom Hangenden zum Liegenden nachstehende Reihenfolge:



6. { a) Die **obere bunte Molasse** bei Peißenberg (mit vereinzelten, sehr feinkörnigen Konglomerateinlagerungen); sie wird vertreten durch
b) die **Promberger Schichten** bei Penzberg;

5. die **oberen Cyrenenschichten** mit den **Glassanden** und der **Gruppe der Miesbach-, Penzberg- und Peißenberger Flöze;**

4. { a) die **Haushamer Flözgruppe im Osten** (mit kleinen linsenförmigen Konglomerateinlagerungen); sie wird vertreten durch
b) die **untere bunte Molasse im Westen** (mit Konglomeratbänken im Gebiete der seichteren Küstenzone);

3. die **unteren Cyrenenschichten** mit der **Gruppe der Philipp-Kamerloher-Eschelsbacher- und Ammerleitenflöze** in der **Bausteinzone** (Hauptzug der Konglomerate);

2. die **Cyprinenschichten** (in seichteren Küstengebieten im Westen, teilweise vertreten durch bunte Molasse mit Konglomeraten);

1. der **oligocäne Tiefseeton.**

Die Cyrenenschichten bilden die flözführende und die übrigen Schichten die unproduktive Fazies der Molasse. Die Cyprinen-, ferner die Promberger Schichten sowie die obere und untere bunte Molasse gehören zu den Ablagerungen der Flachsee, und zwar bilden die ersten zwei deren marine, die beiden letzten deren brackische Fazies.

Mehr oder minder zeitliche Äquivalente sind:

a) Bis zum Beginne der geotektonischen Bewegung die untere Meeresmolasse, die Bausteinzone mit den unteren Cyrenenschichten;

b) von der ersten Faltungsphase an bis zur Ablagerung der oberen Cyrenenschichten die Haushamer Flözgruppe und die untere bunte Molasse;

c) die oberen Cyrenenschichten mit den Glassanden und der Gruppe der Miesbach-, Penzberg- und Peißenberger Flöze;

d) nach Ablagerung der Glassande die Promberger Schichten bei Penzberg und die obere bunte Molasse bei Peißenberg.

Nach den früheren Erläuterungen (siehe S. 284) darf es nicht befremden, wenn sich ebenso wie über der Bausteinzone verschiedene Fazies, nämlich die Haushamer Schichten im Osten, die bunte Molasse im Westen, auch über den Glassanden nicht gleichartige Ablagerungen, sondern zum Beispiel bei Penzberg marine Promberger Schichten, bei Peißenberg dagegen brackische obere bunte Molasse vorfinden. Sind doch ähnliche Verhältnisse wie im oberbayrischen Kohlenrevier auch in anderen älteren Kohlenformationen bekannt geworden. Als zum Beispiel im Chemnitzer Bassin bei Lugau und Grüna die ersten Kohlen gefunden waren, erschien alles sehr einfach und die unterirdischen Schätze glaubte man überall gesichert; nachdem aber eine Anzahl der tiefsten Schächte das Grundgebirge erteuft hatten, ohne etwas anderes als Rotliegendes mit einigen paläontologisch interessanten, aber technisch unbedeutenden pflanzlichen Ein-

lagerungen gefunden zu haben, ist der Glaube an die Gleichförmigkeit der Ablagerungen auch dort sehr getrübt worden [(12) S. 59].

Bei dieser Gelegenheit weise ich schließlich darauf hin, daß die allgemein verbreitete Literaturangabe über das Vorkommen der *Cyprina rotundata Braun* in den Promberger Schichten nicht zutreffend ist. Dieses Leitfossil findet sich nur in der unteren Meeresmolasse und was in den Promberger Schichten hierfür gehalten wurde, ist nach den genauen Bestimmungen Wolffs die *Cyrena gigas Hofmann* [(23) S. 249, 301, Tafel 22].

Statt der letzteren, welche auch in den brackischen Cyrenenschichten der südbayrischen Molasse, insbesondere aber in jenen Siebenbürgens auftritt, wird die erstere in der Literatur über die Promberger Schichten irrtümlicherweise in nachstehenden Fällen angeführt: v. Ammon, geognostische Jahreshefte [X, 1897, S. 22, XIII, 1900, (27) S. 62], Weithofer [(26) S. 271—276], Rothpletz [(31) S. 57], Bärtling [(33) S. 15].

V. Die Leitschichten der Oligocänmolasse.

Wenn ein erodiertes Faltensystem von isoklinalem Bau mit seinen einzelnen Schichten zutage ausstreicht, so macht es oft ganz und gar den Eindruck eines einseitig geneigten Schichtkomplexes und es ist große Aufmerksamkeit erforderlich, um den Verlauf des Faltenwurfes mit seinen Sätteln und Mulden richtig zu erkennen, die längs der Antiklinalen verlaufenden Dislokationen nicht zu übersehen und nicht auf die falsche Vermutung zu kommen, daß man es mit einer mehr oder minder mächtigen Schichtenfolge zu tun habe, in welcher die hangenden Straten stets jünger als die liegenden sind.

Die Lösung derartiger Aufgaben gestaltet sich insbesondere in Dauergesteinen, wie es alle früher besprochenen Faziesglieder der Molasse sind, meist sehr schwierig; sie ist aber nicht immer unmöglich. So gelang es mir beispielsweise trotz der zwischen Hausham und Miesbach gelegenen großen Faltenverwerfung, eine bei Flöz Nr. 18 in der Haushamer Mulde allgemein verbreitete, von *Helix rugulosa* erfüllte, sich dadurch als lokale Leitschicht kenntlich machende Kalkmergellage auch in der Miesbacher Mulde wiederzufinden und die früher unaufgeklärte Frage über die genauere Stellung der Miesbacher Flöze und ihre Beziehung zu den Haushamer endgültig zu entscheiden [(23) S. 228].

Außer den durch paläontologische Merkmale charakterisierten Leitschichten wie die obige, welche wegen der wichtigen Dienste, die sie zuweilen innerhalb enger Grenzen leisten können, beim Bergbau ständig beachtet werden müssen, bilden auch, was ich bereits 1893 betont [(16) S. 382], die in das oligocäne Mündungsgebiet eingeschwemmten quarzigen Detritusmassen, welche sich durch ihr fremdartiges Material von den benachbarten Molasseschichten petrographisch unterscheiden und ohne Rücksicht auf den Salzgehalt des Wassers oder die bathymetrische Verteilung der Mollusken über den ganzen Küstenstrich sowie über die darangrenzenden Seichtwassergebiete ausgebreitet sind, sehr brauchbare Leitschichten, die

namentlich zur Orientierung in dem Chaos des 2000 *m* mächtigen Schichtkomplexes der oberbayrischen Oligocänmolasse in verschiedenen voneinander entlegenen Gebieten des Kohlenreviers oft die einzigen verläßlichen Anhaltspunkte bieten.

Zu diesen quarzigen Leitschichten gehören die Konglomerate der Bausteinzone und die Doppellage der Glassande.

Dagegen gewähren die bereits früher erwähnten kleinen linsenförmigen Konglomerateinlagerungen, wie sie sich insbesondere in der Haushamer Mulde im allgemeinen in einer zirka 200 *m* breiten Zone bei Agatharied im Tiefenbach südlich von Hausham, ferner im Leitzachquerschlag zwischen den Flözen 8 und 9, weiters am Nordfuße des Plattenberges, am sogenannten Rinnenbache bei Leitzing an der Isar, endlich am Nordfuße des Buchberges bei Schneck vorfinden, aber in anderen Gebieten fehlen, kein wertvolleres Identifizierungsmittel.

Das gleiche gilt von den in der oberen bunten Molasse bei Peißenberg im Eierbach, im Kohlgraben, ferner nördlich von Eckelsau, endlich in der Schnalz, nördlich vom Böbinger Ammersteg bei Kote 635 vorkommenden schwachen linsenförmigen Konglomerateinlagerungen oder Psammiten mit eingestreuten Kieskörnchen.

Hinsichtlich des Vorkommens der quarzigen Leitschichten, insbesondere der feinen weißen Glassande, zeigt das südbayrische Kohlenrevier Ähnlichkeit mit verschiedenen norddeutschen Braunkohlengebieten, deren Alter vom jüngeren Eocän bis zum Miocän reicht [(22) S. 340].

Diese dem Auge oft schneeweiß erscheinenden feinen Quarzsande wurden in Oberbayern im Isartal, nördlich von Tölz, sowie bei Nantesbuch, nördlich von Penzberg, in früheren Jahren zur Glasfabrikation verwendet.

Ihre Entstehung könnte auf außergewöhnliche Überflutungen zurückgeführt werden, bei welchen quarziges Detritusmaterial aus entlegeneren archäischen Gebieten — aus den Zentralalpen oder von dem einstigen vindelizischen Urgebirge, welches v. Gümbel [(19) S. 19, 31, 401] annehmen zu müssen glaubte — in die oligocäne Seichtsee am Fuße der Alpen und ihren angrenzenden flachen sumpfigen, von üppiger Torfvegetation bedeckten Niederungen eingetragen und daselbst abgesetzt wurde.

Für fluviatile Bildung sprechen die erbsen- bis haselnußgroßen, vollständig abgerundeten Quarzgeschiebe, die sich hie und da zerstreut im Glassande finden.

Nicht für unwahrscheinlich erachte ich es jedoch, daß das Material des feinen weißen Glassandes ursprünglich tertiären Felswüsten entstammt und aus windgereinigtem Embryonalsand der kristallinischen Gesteine hervorgegangen ist.

Wie Walther feststellte, unterliegen Granit, Gneis und ähnliche Felsarten, deren verschieden gefärbte Gemengteile eine verschiedene spezifische Wärme besitzen, bei sehr heftigem und wiederholtem Temperaturwechsel einer fortgesetzten Zerbröckelung in ihre einzelnen Bestandteile, wodurch sich am Fuße der Granitgebirge Grus- und Sandhalden bilden, in denen Feldspat, Glimmer und Horn-



blende rasch in feine Teilchen zerfallen, welche vom Winde ausgeblasen und sortiert werden, bis endlich fast reiner Quarzsand zurückbleibt, der, wie die Schneefelder in unserem Hochgebirge, in der Granitlandschaft der Wüste hell leuchtende Sandfahnen bildet und vom Wüstenwinde zuweilen bis in das Meer getragen wird [(28) S. 30, 35, 107, 120].

In der südbayrischen Oligocänmolasse tritt der Glassand in zwei bis zu 40 *m* mächtigen Lagen auf, die ungefähr 200 *m* voneinander entfernt sind.

An der Oberfläche sind die Sande gewöhnlich ockergelb gefärbt, ein Umstand, welcher auf eine eisenschüssige, vielleicht von oligocänem Wüstenlack [(28) S. 22] herrührende, tonige Beimengung schließen läßt. Der Eisengehalt verrät sich überdies durch die rostartigen Absonderungen von Eisenocker, welche obertags wie in der Grube überall dort erscheinen, wo Quellen aus dem Sande sickern. Das Bindemittel ist stets kaolinhaltig und das Korn psammitisch bis pelitisch. Es kommen aber immer einzelne, wie bereits erwähnt, bis haselnußgroße, rund abgeschliffene Quarzkörner in den Sanden vor.

Der obere Sand ist durch tonige Beimengungen mehr verunreinigt, der untere besser aufbereitet und besteht stellenweise aus reinem weißen Quarz und Kaolin. Zwischen den Fingern gerieben, fühlt sich der untere Sand im allgemeinen schärfer und der obere lettiger an. Wie in den Cyrenenschichten, so kommen auch in den Glassanden verschiedene Petrefakten und vereinzelte Kohlenschmitzen vor; doch sind dies nur Begleiterscheinungen von lokaler Bedeutung.

Infolge ihrer Plastizität und Gleichförmigkeit, ferner wegen ihres steilen Einfallens in die Tiefe, bieten die Glassande unseren heimischen kleinen Höhlenbewohnern vielfach Gelegenheit zur Anlage sehr sicherer Schlupfwinkel. Fuchs und Dachs schlagen mit Vorliebe ihre unterirdische Behausung darin auf.

Der horizontal geschichtete Sand der fluvioglazialen Ablagerungen, welcher oft nach wenigen Metern mit gröberen Geschieben wechsellagert, setzt der Anlage tiefer und ausgedehnter Baue viel größere Schwierigkeiten entgegen, weshalb die genannten Tiere in der Regel dort keine bleibenden Wohnsitze finden. Die in den Glassanden Ansässigen jedoch waren vor Verfolgung und Ausrottung besser geschützt; es haben sich infolgedessen in den Glassanden im Laufe der Zeit sehr ausgedehnte und bleibende Dachs- und Fuchsbaue gebildet und sich stellenweise durch viele Generationen erhalten, so daß der Volksmund die betreffende Gegend danach benannte. Und so kommt es denn, daß wir auf den Spezialkarten und Steuerblättern im Kohlenreviere eine ganze Reihe von Namen finden, wie: Fuchshöll, Fuchsbüchl oder Dachswald, Dachsholz, Dachsham und Dachsbichl etc., welche alle — und dies ist für uns eine höchst beachtenswerte Tatsache — fast ausnahmslos im Streichen der Glassande liegen. Da die oben angeführten Namen keine zufälligen Benennungen sind, sondern an das Vorkommen der Glassande geknüpft erscheinen, so kann aus derartigen Bezeichnungen in der Karte umgekehrt mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auf das Vorhandensein der Glassande

geschlossen werden, ein Umstand, der mir zur leichteren Auffindung derselben wiederholt Anhaltspunkte gegeben hat.

Es ist bekannt, daß auch das grüne Kleid, welches den Boden bedeckt, für die Beurteilung der darunter liegenden Gesteine und für die Aufsuchung der geologischen Grenzen von Bedeutung werden kann.

Wenn auch die Anschauung von der Boden- oder Erzstetigkeit mancher Pflanzen oft auf falscher Voraussetzung beruhen mag, so läßt sich doch nicht leugnen, daß dort, wo Gesteine zu pflanzenphysiologisch wichtigen Bodenarten verwittern, sich dies zumeist auch in der Vegetation zeigt. So hat zum Beispiel die Birke, die eisenschüssigen Boden liebt, dem Erzbergmann schon oft einen „eisernen Hut" verraten. Ein dem Stiefmütterchen nahe verwandtes Veilchen (*Viola lutea var. calaminaria*) findet sich so konstant auf dem Galmeiboden Oberschlesiens, Westfalens und Belgiens, daß auf sein Auftreten bereits Schürfungsarbeiten mit Erfolg gegründet sind [(22) S. 351].

Und wie anderwärts das Pflanzenleben zur Aufsuchung nutzbarer Mineralien oft Winke gibt, so zeigt sich im oberbayrischen Kohlenreviere der seltene Fall, daß Lebensgewohnheiten eines Tieres bei der Aufsuchung der wichtigsten Leitschichten Beachtung verdienen und daß glückliche Recherchen nach Reinekes Raubhöhlen sogar der Lösung schwieriger, montangeologischer Probleme zu Hilfe kommen können. Man bedenke nur, welche große Bedeutung es hätte, wenn in dem zwischen dem Penzberger und Peißenberger Kohlenbergwerk gelegenen, vollständig unaufgeklärten Gebiete mit einer Längserstreckung von drei Meilen unter einer geringen Bedeckung glazialer Ablagerungen irgendwo der weiße Glassand gefunden werden könnte. Ein solcher Aufschluß würde hier mindestens eine kostspielige Tiefbohrung ersetzen.

Im Terrain bilden die Glassande gewöhnlich niedrige, langgestreckte, bewaldete Hügel. Die Vermischung des weißen Quarzsandes mit dem humufizierten, für Ackerkultur gewöhnlich wenig geeigneten Boden erzeugt eine ganz charakteristische, schwach violette Bodenfarbe.

Sie fehlen in der Haushamer Mulde gänzlich, fanden sich im Auer Querschlag und treten bei Miesbach, Penzberg und Peißenberg im Hangenden der Flöze auf.

Doch finden sich in Penzberg auch zwischen den Sanden zwei geringmächtige Kohlenflöze (Schweig und Neumayer) und in Peißenberg über dem oberen Sande ein nicht abbauwürdiges, in der dortigen Flöznomenklatur nicht angeführtes Flözchen, welches zuerst im 34. Meter des Unterbaustollens bekannt geworden ist [(19) S. 331].

VI. Schlussfolgerungen für das Peissenberger Problem.

Nachdem die Korrelation der Fazies und die Bedeutung der Leitschichten für die Äquivalenz verschiedenartiger Ablagerungen der südbayrischen Oligocänmolasse erörtert wurden, kann die Besprechung des vielumstrittenen Peißenberger Problems erfolgen.

Schon ein oberflächlicher Blick in die geologische Karte des



Gebietes[1]) gewinnt den Eindruck der größten Mannigfaltigkeit und des mehrfachen Szeneriewechsels in den verschiedenen Zeitepochen infolge kontrastierender Vorkommnisse, obzwar die Tertiärschichten im Peißenberger Grubenfelde der direkten Beobachtung auf große Ausdehnung durch mächtige alluviale und diluviale Gebilde entzogen sind, welche deshalb zunächst in Kürze erwähnt werden sollen.

Die Überlagerung. Für die Gliederung der Überlagerung waren die seitens unserer bedeutendsten Eiszeitkenner, Professor Albrecht Penck in Wien und Professor Eduard Brückner in Bern, aufgestellten Grundsätze maßgebend, nach welchen die Betrachtung der außeralpinen, fluvioglazialen Schotter zur Annahme von vier Vereisungsepochen und drei dazwischen liegenden, dem Rückzuge des Eises entsprechenden Interglazialzeiten führt, von denen die ersteren nach den zu ihrer Charakterisierung geeignetsten Örtlichkeiten benannt werden, als:

1. Die Günzvergletscherung, deren Schmelzwässer den „älteren Deckenschotter" ablagerten;

2. die Mindelvergletscherung, welche die Aufschüttung des „jüngeren Deckenschotters" verursachte;

3. die Rißvergletscherung, welcher die Anhäufung des „Hochterrassenschotters" zuzuschreiben ist, und

4. die Würmvergletscherung, in welcher der „Niederterrassenschotter" angeschwemmt wurde.

Nach dieser letzten Periode lassen sich noch kleinere Vorstöße der Gletscher nachweisen. Zu diesen jüngsten Oszillationen derselben gehören: die Achenschwankung, das Bühlstadium, das Gschnitzstadium und das Daunstadium.

Zur Abkürzung pflegt man die Moränen und Schotter der vier Eiszeiten mit ihren großen, beziehungsweise kleinen lateinischen Anfangsbuchstaben, die Stadien jedoch mit den griechischen Buchstaben α, β, γ zu bezeichnen.

Im Gebiete der Karte vermag man eine dreimalige Vereisung an den pleistocänen Gebilden zu beobachten, welche sich nicht nur in ihrer äußeren Form, sondern auch durch die Beschaffenheit ihres Materials voneinander unterscheiden.

Am nördlichen Rande des Aufnahmsgebietes findet sich als Vertreter der Mindeleiszeit der zumeist aus Kalkgeschieben bestehende, zu harten Nagelfluhbänken verfestigte jüngere Deckenschotter (m).

Er wird von dem lockeren, an zentralalpinen Gesteinen reicheren Material der bereits mehr oder minder verwaschenen Würmmoränen (W) überlagert, welchen unter anderen auch die Drumlin- oder Rundhöckerlandschaft am Forst angehört und aus denen nur noch einzelne markantere Züge der Hauptwälle hervortreten, die erkennen lassen,

[1]) Die geologische Karte des Verfassers über das Peißenberger Gebiet, welche, im Maßstabe 1:50.000 ausgeführt, die beiden Positionsblätter Hohen-Peißenberg und Weilheim mit einer Gesamtfläche von 174 *qkm* umfaßt, konnte nur den für die kgl. Technische Hochschule in München bestimmten Dissertationsexemplaren der vorliegenden Abhandlung beigegeben werden.

daß der Gletscher, nachdem er während seiner größten Ausdehnung zur Würmeiszeit den Hohen Peißenberg überschritten hatte, auf dessen Gipfel gekritzte Gerölle vorkommen, diesen bei seinem Rückzuge umging, indem das Eis in vielfach verzweigte Teilströme aufgelöst, nach Westen gegen den Lech zurückwich.

Ein völlig anderes Bild zeigen dagegen die wohlerhaltenen Endmoränenwälle des (β) Bühlstadiums, welche mit ihren frischen, unversehrten, typisch kuppigen Formen, das Zungenbecken des Ammertales umgürtend, von Unterpeißenberg und Huglfing nach Weilheim reichen, woselbst sie mit den zugehörigen Schottern verknüpft erscheinen und einen selbständigen glazialen Komplex bilden.

Die reingewaschenen Bühlschotter (βs), in welchen gekritzte Gerölle fast gänzlich fehlen, erfüllen überdies auch das Trockental zwischen Peiting und Ramsau. Nördlich desselben breitet sich ein ausgedehntes Tonlager aus, dessen Material sich zur Ziegelfabrikation vorzüglich eignet und ebenso wie die Tone von Schwaiganger und die Lignitkohlen von Kleinweil am Kochelsee oder vom Imbergtobel bei Sonthofen interglazialen Ursprunges ist und in der Achenschwankung entstanden sein dürfte [(29) S. 338].

Die Gümbelsche Karte enthält in dem in Rede stehenden Gebiete nördlich von Peiting in sämtlichen Gräben am rechten Lechufer statt der hier von mir nachgewiesenen Tone von Schwaiganger irrtümlicherweise Einzeichnungen von jüngerer Süßwassermolasse, während dagegen das Kalktuffvorkommen im Mühlbach fehlt [1]).

Interessante Zeugen der Eiszeit im Aufnahmsgebiete sind endlich die zahlreichen in meiner geologischen Karte von Peißenberg verzeichneten erratischen Blöcke, von denen mehrere an ihrer blankgescheuerten Oberfläche schöne Gletscherschliffe besitzen. (Fig. 2.)

Die Gesamtausdehnung der Würmvergletscherung und des Bühlvorstoßes während ihres stationären Zustandes sowie die mutmaßliche Höhe der Eisoberfläche im südbayrischen Molassegebiete veranschaulichen am besten die Penckschen Karten 1:700.000 über die Moränengebiete des Isar-, Lech-, Iller-, Inn- und Salzachgletschers nebst den zugehörigen Radialprofilen [(29) S. 129, 134, 177, 185].

Eine Folge der wiederholten Vergletscherung ist auch die Übertiefung des oberen Ammertales, der wir die große bisher noch unbenutzte Wasserkraft verdanken, welche südlich vom Hohen Peißenberg die Verwendung von 2100 PS zur Hebung der in der Tiefe des Ammertales ruhenden Kohlenschätze in einer billiger arbeitenden, modern eingerichteten Bergwerksanlage ermöglichen würde.

Unter den jüngsten Bildungen in der Umgegend Peißenbergs verdienen neben den Kalktufflagern bei Polling, Huglfing und in der Schnalz insbesondere die weitverbreiteten Torfmoore Beachtung.

Infolge der mit dem wirtschaftlichen Aufschwunge in letzterer Zeit wiederholt gestiegenen Kohlenpreise haben sich Industrie und

---

[1]) Diese Unrichtigkeiten finden sich auch in der in den Geognostischen Jahresheften, München 1903 (33), publizierten Bärtlingschen Karte und erscheinen dort bei Hausen, Grabhof und im Latterbach.



Landwirtschaft mit erhöhtem Interesse der Ausnutzung der Torfmoore zugewandt und bei den Fortschritten, welche inzwischen auf dem Gebiete der Erzeugung versandfähigen Torfes zu verzeichnen sind, ist wohl anzunehmen, daß die Torfverarbeitung in dem moorreichen Distrikt zwischen Hohen Peißenberg und Peiting der Verbindungsbahn Peißenberg—Schongau ebenso guten Nutzen zu gewähren vermag wie manch anderer Industriezweig, wobei gleichzeitig der Landwirtschaft in den abgebauten Torffeldern ein für die Bodenkultur besser als bisher geeigneter Besitz zugeführt werden könnte.

Fig. 2.



Gletscherschliff bei Peissenberg

auf einem erratischen Blocke nächst dem Lechneranwesen.

Die Molasse. In der einschlägigen Literatur sind die miocänen und oligocänen Molasseschichten so eingehend beschrieben, daß es hier genügen mag, nur jene in meiner Karte von Peißenberg dargestellten geologischen Verhältnisse hervorzuheben, welche für die wichtige Entscheidung der Frage über das Verhalten der Peißenberger Kohlenflöze in der Tiefe von Einfluß sind.

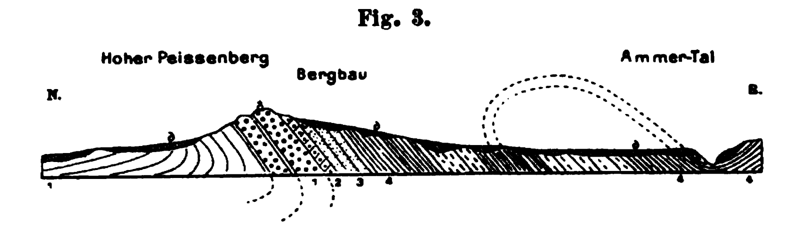
Hierzu gehören insbesondere: *a*) die in dem Gebiete der jüngeren und älteren Molasse beobachtete Lagerung und Störung der Schichten, welche über den Verlauf der Mulden und Sättel in dem bergärarischen Kohlenfelde Aufschluß geben; *b*) die Aufeinanderfolge der Leitschichten, welche eine Identifizierung der sie begleitenden

Peißenberg-Penzberger Gesteinsgruppen trotz der in der Faziesentwicklung der Molasse begründeten petrographischen und paläontologischen Verschiedenheiten ermöglicht. Diese Verhältnisse sprechen für die normale Lagerung der Peißenberger Flöze, die unter dem Ammertale in erreichbarer Teufe fortsetzen.

a) Die Lagerungsverhältnisse des Peißenberger Kohlenfeldes.

Die Ansicht, welche v. Gümbel über die Tektonik des Peißenberges hatte, wird in seinem Profil (Fig. 3) durch die Tertiärschichten des Hohen Peißenberges [(19) S. 330] veranschaulicht. Aus der überkippten Schichtenstellung der miocänen Meeresmolasse an der Formationsgrenze hat v. Gümbel auf das Vorhandensein eines nach Norden überhängenden Luftsattels geschlossen und denselben zwischen der Ammer und dem Peißenberge angenommen.

Fig. 3.



Profil durch die Tertiärschichten des Hohen Peissenberges.
(Nach v. Gümbel.)

1. Obere (obermiocäne) Süßwassermolasse; 2. obere (mittel- und untermiocäne) Meeresmolasse; 3. Zwischenschichten; 4. untere Süßwasser- und brackische (oberoligocäne) Molasse oder Cyrenenschichten mit zahlreichen Pechkoblenflözen.

Die Kohlenflöze des ärarischen Bergbaues, welche mit südlichem Verflächen in die Tiefe schießen, würden sonach dem Nordflügel dieses Sattels angehören; sie müßten ebenfalls überkippt sein, unter dem Peißenberge nach Norden umbiegen und das Ammertal wäre alsdann flözleer.

Allein vergeblich sucht man in den tief eingeschnittenen Gräben nördlich der Ammer nach einem Anzeichen eines Schichtengewölbes. Das von mir am linken Ammerufer zwischen Schendrichwörth und Kote 694 im Kühmooswald beobachtete Einfallen unter 35° nach Nord deutet eher auf eine Muldenbildung im Ammertal und so fehlt für die Gümbelsche Hypothese vor allem der Nachweis jenes Luftsattels, auf dem sie basiert ist.

Dagegen habe ich jedoch am rechten Ammerufer bereits im Jahre 1891 eine mächtige Antiklinale aufgefunden. Sie ist in dem Schichtensattel beim Wasserfall, im Krebsbachel nächst der Böbinger Brücke, wie nachstehende Abbildung (Fig. 4) zeigt, besonders schön aufgeschlossen. Die Fortsetzung dieser Antiklinale

nach Westen ist am Ammerknie, in der Schnalz, bei Kote 648 deutlich erkennbar.

Aber auch in der Grube Peißenberg ist eine sattelförmige Schichtenumbiegung seit Jahren bekannt, längs welcher die

Fig. 4.



Schichtensattel bei Peissenberg

im Krebsbachl am rechten Ammerufer nächst der Böbinger Brücke.

Flöze von einer großen, an der Formationsgrenze gelegenen, nach Süden verflächenden Schichtenstörung abgeschnitten werden, welche bereits v. Gümbel vermutete, indem er bei Beschreibung des alten Sulzstollens betonte, daß hier das Unbeständige in der Fallrichtung des Gesteines die Wahrscheinlichkeit großartiger Störungen

bestätigt, welche die erhofften Kohlenflöze vollständig weggeschoben haben [(2) S. 728].

Diese Zerrüttungszone wird jedoch keineswegs bloß „angenommen“ wie Rothpletz irrtümlich voraussetzt [(34) S. 373, 381], sondern wurde in der Grube im Liegenden der flözreichen Schichtengruppe wiederholt angefahren, so zum Beispiel in der Tiefstollensohle nächst dem Dynamitmagazin, ferner in den letzten Jahren mit den beiden bei 610 *m*, beziehungsweise 475 *m* vom Stollenmundloch angesetzten, 20—30 *m* langen, nördlichen Hilfsquerschlägen, endlich im zweiten Tiefbau mit dem von Flöz Nr. 17 auf eine Länge von 124 *m* nach Norden fortgesetzten Hauptquerschlage und ist sonach vom Ausgehenden der Flöze bis zur Tiefe von 400 *m* durch den Bergbaubetrieb nachgewiesen worden.

Sie bildet auch keine Kluftausfüllung oder Spalte, sondern besteht aus einer etwa 50 *m* breiten zerquetschten Schichtenpartie, welche von einem System von streichenden, mehr oder minder steilen, von mancherlei Schichtenbiegungen begleiteten Sprüngen durchsetzt wird und zahlreiche durcheinander geknetete oder mulmige Schichtenlagen mit fein gefältelter Textur enthält, in denen nicht selten scharfkantige, mit Rutschflächen bedeckte, aus benachbarten härteren Gesteinsbänken herrührende Trümmer eingeschlossen sind.

Nachdem diese Längsverwerfung sowohl über Tag wie im Tiefbau der Grube existiert, mußte dieselbe offenbar von den vor einem halben Jahrhundert über der Tiefstollensohle ausgeführten, die Formationsgrenze verquerenden Stollenanlagen ebenfalls durchörtert worden sein, wenn sie auch in dem aus dem Jahre 1861 stammenden Gümbelschen Profil des Oberbaustollens (Hauptstollens) [(2) Taf. 40, Fig. 294] nicht angedeutet erscheint.

Letzteres gibt nämlich an der für die gestörte Schichtenzone im Stollen in Frage kommenden Stelle kein ganz zuverlässiges Bild von der Schichtenfolge, weil hier in der Profilzeichnung die sechs Flöze Nr. 18 bis 23 gleichfalls fehlen, welche man nach alten Grubenrapporten und späteren Angaben v. Gümbels aus den Jahren 1894 zwischen Flöz Nr. 17 und der Formationsgrenze im Hauptstollen tatsächlich durchfahren [(19) S. 331] und im zweiten Tiefbau der Grube neuerdings aufgeschlossen hat.

Weil diese Dislokation längs der sattelförmigen Schichtenumbiegung am Peißenberg jüngere Schichten im Liegenden von älteren im Hangenden trennt, ist sie eine typische Faltenüberschiebung (Faltenverwerfung) [1]), welche uns für die überkippte Schichtenstellung der miocänen Meeresmolasse und für die normale Lagerung der Peißenberger Flöze eine den Verhältnissen in der Natur entsprechende Erklärung gibt.

Wie sich jede Faltenwerfung in der Richtung ihres Streichens und Fallens (Fig. 5) schließlich in eine einfache Flexur auflöst, so verläuft in eine solche auch die Peißenberger Überschiebung.

Diesen Übergang kann man insbesondere im Ostfelde längs der jüngeren Meeresmolasse beobachten, deren Schichten bei der Ortschaft

[1]) Credner, Elemente der Geologie, Leipzig 1902, S. 324.

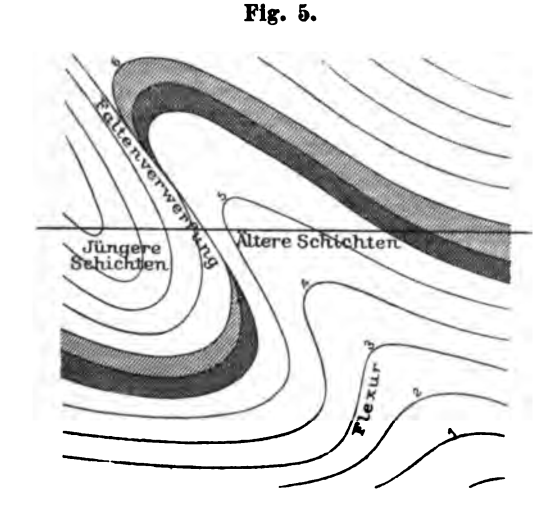


Berg unter 10⁰ bis 20⁰ nach Norden einfallen, am Guggenberg am Kopfe stehen und bei Sulz 56⁰ nach Süden verflächen, somit zwischen dem Ostrande der Karte und dem Peißenberge nach einer windschiefen Schraubenfläche gekrümmt sind, welche sukzessive dieselben Stellungen einnimmt wie der Mittelschenkel der Flexuren und S-förmigen Falten 1—6 in der folgenden Skizze (Fig. 5).

Am Peißenberg ist der Mittelschenkel vollständig ausgequetscht, so daß hier der hangende Flügel, dem die zurzeit im Abbau stehenden Kohlenflöze angehören und der auch am Bühlach[1]) bloßgelegt ist, mit dem liegenden Flügel keinen Zusammenhang mehr besitzt.

Der durch Erosion abgetragene, durch Gletscher weggefeilte Rücken jener Falte, deren Spuren im Gebiete der Karte allein schon auf eine Erstreckung von zwei deutschen Meilen von Berg bis Ramsau verfolgt werden können, bildet über dem Hohen Peißenberg selber eine

Fig. 5.



Faltenüberschiebung.

gigantische Antiklinale, welche im Vereine mit jener an der Ammer eine dazwischenliegende Synklinale, nämlich die Peißenberger Kohlenmulde, im Norden und Süden begrenzt.

Bei der im Ammertal tatsächlich vorhandenen Schichtenfolge erscheint die Existenz des von Gümbel hier angenommenen Luftsattels, also einer dritten Antiklinale, zwischen den beiden anderen und an Stelle obiger Synklinale gänzlich ausgeschlossen.

Für die Begründung der Gümbelschen Hypothese käme sonach nur noch die von mir längs der Ammer aufgefundene Antiklinale, in

[1]) Das Kohlenvorkommen am Bühlach beschreibt v. Gümbel [(2) S. 728, 729]. Nach Flurl wurden dortselbst (bei Peutingen) bereits in den Jahren 1598 bis 1603 von Hans Maier aus Augsburg und Georg Stange aus Sachsen Kohlen gegraben und davon 4000 Metzen jährlich an Feuerarbeiter nach Augsburg verkauft [(1) S. 28].

welcher der von Gümbel gesuchte, nach Norden überhängende Luftsattel erblickt werden könnte, allenfalls in Frage.

Aber auch die Möglichkeit dieser Annahme, welche Herr Professor Rothpletz in München vertritt, ist nicht gegeben.

Denn ebenso wie die Antiklinale am Peißenberg geht auch jene an der Ammer in eine große nach Süden verflächende Faltenverwerfung über, an welcher die Schichten abgequetscht und mit Schleppung ihrer Enden derartig übereinander geschoben wurden, daß die dem liegenden Faltenflügel (Fig. 5) angehörigen Kohlenflöze unter dem Ammertal fortsetzen und auf der Südseite der Peißenberger Mulde bloß ein sehr schmaler Streifen Cyrenenmergel mit dem hangendsten Kohlenschieferflözchen zum Ausbiß gelangt, wie folgende Betrachtung zeigt.

Die symmetrisch rückläufige Schichtfolge zu beiden Seiten der Antiklinale wird unmittelbar an der Ammer unterbrochen. Dies ist am deutlichsten nächst der Böbinger Brücke zu beobachten, weil daselbst jene Partie der unteren bunten Molasse, welche zwischen dem Südrande der Karte und der südlichsten Konglomeratbank zutage tritt, nördlich des Sattels nicht mehr wiederkehrt, sondern statt derselben die jüngsten kohlenführenden Cyrenenschichten bei Schendrichwörth mit einem Flözchen erscheinen, welches auch im 34. Meter des Unterbaustollens [(19) S. 331], am Nordflügel der Peißenberger Mulde, durchfahren wurde und westlich von St. Georg im Graben unterhalb Hölzl ausstreicht.

Knapp über dem Schieferflözchen beginnt an beiden Muldenflügeln die obere bunte Molasse, welche aus weichen, gelblich, bläulich und rötlich gefleckten tonigen Schichten oder milden Sandsteinen zusammengesetzt ist, in denen hie und da (siehe S. 310) kleine linsenförmige Konglomerateinlagerungen zu finden sind. Während in der oberen bunten Molasse Kalkkonkretionen sehr häufig vorkommen, so zum Beispiel an der Straße in der Schnalz, nördlich vom Ammersteg, fehlen dieselben fast gänzlich in der vorherrschend aus harten, hauptsächlich rotfarbigen Gesteinsschichten bestehenden unteren bunten Molasse, die an der Ammer bis zu 10 *m* mächtige Konglomeratbänke enthält.

Das zwischen denselben südlich der Böbinger Brücke aufgeschlossene Krebsbachlflöz, welches der Gruppe der Philippflöze[1]) im Hauptzuge der Konglomerate zuzuzählen ist, unterscheidet sich nicht nur durch seine vorzügliche Kohlenqualität, durch das Fehlen jeglicher Petrefakten, sondern auch durch die benachbarten Gesteinsschichten sehr wohl von dem nördlich der Ammer, längs der Grenze zwischen der oberen bunten Molasse und den oberen Cyrenenschichten bekannt gewordenen Kohlenschieferflöz, welches bei Schendrichwörth am Südflügel und bei St. Georg am Nordflügel der Peißenberger Mulde in Begleitung von zahlreichen Cerithien, vereinzelten kleinen Cyrenen

[1]) Nach Korschelt [(14) S. 51] besitzt die Kohle der Philippflöze einen wesentlich anderen Charakter als jene der hangenden Flöze der Haushamer Mulde. Sie ist hart, körnig im Bruche, wetterbeständig, ungeeignet zum Schram, von großem Gewichte, neigt zu Übergängen in schwarzen Stinkstein und zeigt bei der Bearbeitung mit dem Eisen einen rötlichbraunen Strich.



und mehreren Stinksteinbänkchen ausstreicht. Durch die Lücke in der symmetrisch wiederkehrenden Schichtenfolge *a*, *b*, *c*, *c*—*a* zwischen älteren Gesteinen im Hangenden und jüngeren im Liegenden gibt sich an der Ammer ebenfalls eine Überschiebung zu erkennen, die längs des Flußlaufes an der Nordseite der in Rede stehenden Antiklinale nach Osten und Westen fortsetzt und von einem System kleiner, paralleler Falten und Sprünge begleitet wird, welche an der Ammerleite die sogenannte „Schuppenstruktur" erzeugen [(22) S. 94), die sich an dem Schichtenbau insbesondere bei St. Nikolaus an der Eyach wahrnehmen läßt. Zu der längs der Ammer nachgewiesenen Sprungzone gehört als äußerster Ausläufer am Westrande der Karte die südlich von Ramsau, am Fuße des Schnaitberges bei Kote 816 von mir aufgefundene Schichtstörung, die hier durch den jähen Wechsel im südlichen Verflachen auffällt, das von 5° plötzlich auf 60° steigt.

Nachdem die jüngsten und ältesten kohlenführenden Schichten sowie die untere und obere bunte Molasse an der Ammer beinahe aneinanderstoßen, muß die Überschiebung eine bedeutende Sprunghöhe besitzen; letztere dürfte der Mächtigkeit der oberen Cyrenenschichten nahezu gleichkommen.

In den beiden großen streichenden Faltenverwerfungen am Peißenberg und an der Ammer hat man es offenbar mit ähnlichen Dislokationen (*y*, *z*) zu tun, wie dieselben auch in den übrigen Teilen des Kohlenreviers an der miocänen Grenze sowie zwischen den einzelnen Kohlenmulden, insbesondere zwischen der Miesbacher und Haushamer bekannt geworden sind [(31) S. 39 ff., Taf. 1] und auch aus anderen gefalteten Gebieten beschrieben werden, zu deren charakteristischen Eigentümlichkeiten sie als Folgeerscheinung der stattgehabten Zusammenschiebung der Gebirgsschichten gehören, indem sie jene Bruchlinien darstellen, längs welcher die überkippten Teile nach Berstung der Falten abgesunken sind. (Siehe Profile aus den Alpen und dem Schweizer Jura nach Heim) [(9) S. 312], [(10) S. 666].

Im diametralen Gegensatze zu diesen Tatsachen steht die Auffassung des Herrn Professors Rothpletz, welcher die Störungen in der Zerrüttungszone an der Ammer nur für kleine Sprünge hält [(35) S. 381] und die untere sowie die obere bunte Molasse, „weil sie sich schwierig voneinander unterscheiden lassen", für ein und denselben Schichtkomplex erklärt [(35) S. 376].

Von Professor Rothpletz wird dabei jedoch übersehen, daß sämtliche Schichten der bunten Molasse ohne Rücksicht auf ihr Alter der gleichen Dauergesteinsart angehören und daß daher, wie bei allen isopischen Ablagerungen (siehe S. 307), selbst bei sehr wesentlichen Altersverschiedenheiten eine gewisse fazielle Übereinstimmung der Schichten zum Vorschein kommen muß.

Sind doch die unteren und oberen Cyrenenmergel oder die Miesbacher und Haushamer Schichten auch nur schwierig, wenn überhaupt, voneinander zu trennen und doch gehören auch sie bekanntlich sehr verschiedenen oberoligocänen Altersstufen an.

Ebensowenig stichhaltig ist endlich auch sein Einwand, daß bisher nirgends am Nordrande der Alpen eine so junge bunte Molasse, wie die obere bei Peißenberg, nachgewiesen wurde [(35) S. 375]. Denn

das isolierte Vorkommen der Promberger Schichten bei Penzberg in der bayrischen Voralpenzone bietet doch auch kein Hindernis für die Altersbestimmung dieser marinen Ablagerung, welche eine Mittelstellung zwischen der unteren (oberoligocänen) und oberen (untermiocänen) Meeresmolasse ebenso einnimmt wie die obere bunte Molasse zwischen der unteren und den von Gümbel als „jüngere Süßwassermolasse" bezeichneten versteinerungsleeren neogenen Schichten.

Aus diesen eklatanten Beispielen geht mit Sicherheit hervor, daß die bloße Ähnlichkeit der unteren und oberen Molasse kein Argument für die zeitliche Äquivalenz dieser beiden Schichtengruppen bilden kann. (Siehe S. 284.)

Daraus ergibt sich zugleich die Haltlosigkeit der Rothpletzschen Auffassung, nach welcher sämtliche Schichten zwischen dem Ammersattel und dem Peißenberge überkippt wären, wobei sich die Kohlenflöze an der Peißenberger Längsverwerfung auch in der Tiefe, also zweimal abstoßen würden [(35) S. 381].

Faßt man obige Erörterungen zusammen, so gelangt man zu dem Schlusse, daß ein Beweis für die Gümbelsche Hypothese gar nicht existiert, gegen welche endlich auch die im Bergbau Peißenberg beobachtete Stellung der Schichten spricht, die im Hauptquerschlage des zweiten Tiefbaues in der Nähe der Flöze mit 52° in die Tiefe schießen und beim Füllort des Förderschachtes unter 45° nach Süden einfallen, sich sonach gegen die Muldenmitte zu flacher legen, wie dies in meinem auf Taf. VII abgebildeten Profil von Peißenberg dargestellt ist, welches mit keiner bisher bekannt gewordenen, geologisch wichtigen Tatsache im Widerspruche steht und daher als das zutreffendste zu erachten sein dürfte.

b) Die Identifizierung der Penzberg-Peißenberger Schichten.

Für die Richtigkeit meiner stratigraphischen Diagnose, die für die Bewertung des Peißenberger Kohlenfeldes ein günstigeres Resultat ergibt, fand ich einen schlagenden Beweis in dem Vorkommen der quarzigen Leitschichten, welche sich durch ihr fremdartiges Material von den Dauergesteinen der Molasse unterscheiden und, wie aus den Profilen der oberbayrischen Bergwerke ersichtlich [(31) S. 39 ff.], über das ganze Revier verbreitet sind [1]).

Zu diesen quarzigen Leitschichten in Peißenberg gehören:

1. Die längs der Ammer mit den ältesten Schichten des Peißenberger Gebietes emporgehobenen Quarzkonglomerate der Bausteinzone, in deren Begleitung mehrere Kohlenflöze erscheinen, nämlich: im Krebsbachl ein Flözchen mit 25 *cm* Kohle; ferner im Graben an der

[1]) Der untere Glassand wurde auch in Au bei Aibling in der Nähe des alten Achtalschachtes im nördlichen Auer Hauptquerschlag bei 1080 *m* Ortslänge vom Stollenmundloch in typischer Beschaffenheit durchfahren und hier von mir in den Jahren 1890—1892 wiederholt untersucht. Handstücke von diesem nicht mehr zugänglichen Fundpunkte, den Herr Bergverwalter A. Bürklein ebenfalls aus eigener Anschauung kennt, dürften sich noch in der Gesteinssammlung der Bergwerksdirektion in Miesbach befinden [(31) S. 43].



Ammerleite, nordwestlich von Thalmühl, fünf Ausbisse in nachstehender Reihenfolge von N nach S mit zahlreichen großen Cyrenen und Cerithien, und zwar *a*) mit 12 *cm* Kohle, *b*) mit 20 *cm* Stinkstein, 25 *cm* Kohle und 20 *cm* Kohlenschiefer, *c*) mit 25 *cm* Kohle und 15 *cm* Stinkstein, *d*) mit 30 *cm* Stinkstein und 25 *cm* Kohle, *e*) mit 100 *cm* Stinkstein, 40 *cm* Kohle und 40 *cm* Stinkstein; endlich die Flözausbisse an der Ammer Umbiegung in der Schnalz mit 30 *cm* Kohle, 15 *cm* Stinkstein und 12 *cm* Kohle, mit denen ebenfalls große Cyrenen und Cerithien und zwei über 1 *m* mächtige Kalkmergelbänke auftreten, welche insgesamt ebenso wie das Flöz der Grube „Schwarze Erde“ in Eschelsbach südlich von Rottenbuch an der Ammer der Gruppe der Philipp- oder Kamerloher Flöze im östlichen Teile des Kohlenreviers zuzurechnen sind.

2. Die Doppellage der durch ihren hohen Quarzgehalt und durch die Beimengung reiner Kaolinerde gekennzeichneten Glassande, welche in der Grube, wie im Profil von Peißenberg (Taf. VII) dargestellt, im Hangenden der bauwürdigen Flöze aufgeschlossen wurden und am Ausgehenden insbesondere bei Schächen und Fuchshöll bekannt geworden sind, woselbst auch unsere heimischen Höhlenbewohner, Fuchs und Dachs, seit jeher mit Vorliebe ihre unterirdische Behausung in diesen Sanden aufschlagen.

Der oft fast schneeweiße, mitunter aus nahezu reinem Quarz und Kaolin bestehende untere Glassand wurde in Schächen beim Neubau des Daiserschen Wirtschaftsanwesens, knapp neben der Bezirksstraße, in typischer Beschaffenheit bloßgelegt und läßt sich von da über den Hauptstollen, wo er zwischen Flöz Nr. 1 und Nr. 4 durchfahren wurde, ferner über den Gallenbauerhof bis gegen Bad Sulz verfolgen; hier wurde er im Graben 60 *m* südlich vom Mundloch des alten Mittelstollens von mir wieder aufgefunden.

Vielfach enthält der untere Glassand Bänke eines grobkörnigen, weichen, weißen Psammits, welcher am frischen Bruche, da das Bindemittel aus Kaolin besteht, das Aussehen eines mit Weißkalk angerührten, erhärteten Mörtels besitzt.

Durch diesen Vergleich glaube ich für jemanden, der den unteren Glassand im anstehenden Gebirge noch nicht gesehen hat, ein ungefähres Bild von der Beschaffenheit gewisser charakteristischer Zwischenlagen dieser Leitschichte geben zu können.

Der durch tonige Beimengungen mehr verunreinigte, weniger gut aufbereitete obere Glassand, in welchem die mörtelartig aussehenden Gesteinsbänke fehlen, liegt in einem normalen Abstande von zirka 200 *m* über dem unteren Sande und streicht bei Fuchshöll aus.

Die Beschaffenheit und Aufeinanderfolge dieser beiden quarzigen Leitschichten sowie die Mächtigkeit ihres Zwischenmittels ist sonach am Peißenberg die nämliche wie in der Nonnenwaldmulde des benachbarten Penzberger Grubenfeldes [(26) S. 282, (31) S. 60, Taf. IV, Prof. VIII].

Da über die dortigen Lagerungsverhältnisse absolut kein Zweifel besteht und man sicher weiß, daß der untere Glassand tatsächlich die ältere und der obere die jüngere Schicht ist, muß auch

in der Grube Peißenberg das wahre Hangende oben und das wahre Liegende unten sein.

Für die Identifizierung der übrigen Peißenberg-Penzberger Schichten gibt, wie überall im oberbayrischen Kohlenrevier, der gleiche normale Abstand von der nächsten Leitschichte die besten Anhaltspunkte (siehe S. 285), weil die Ablagerung der Molasse ursprünglich in regelmäßiger konkordanter Schichtung erfolgte, welche bekanntlich aus allen Profilen ersichtlich ist.

Als zeitliche Äquivalente werden daher die Dauergesteine im Hangenden, beziehungsweise im Liegenden der Glassande in Peißenberg durch jene über, beziehungsweise unter diesen Leitschichten in Penzberg vertreten.

Es entspricht also einerseits die Hauptgruppe der bauwürdigen Flöze in Peißenberg jener in Penzberg, weil sich beide im Liegenden der Doppellage der Glassande befinden. Und es ersetzt anderseits die obere bunte Molasse in Peißenberg die Promberger Schichten in Penzberg, welche beide über der Doppellage der Glassande liegen, in gleicher Weise, wie die untere bunte Molasse in Penzberg die kohlenführenden Cyrenenmergel von Hausham vertritt, welche beide über dem Hauptzuge der Konglomerate im östlichen Revier gleichzeitig abgelagert worden sind (siehe S. 302).

Diese Verhältnisse bilden ein instruktives Beispiel für die im ersten Abschnitte erörterte Tatsache, daß ein und derselbe Schichtenkomplex infolge einer eingetretenen Neigung des Untergrundes durch die Faziesverschiedenheiten der bathymetrischen Zonen total verändert werden kann (siehe S. 284).

Nachdem in Penzberg die Schichtenmächtigkeit zwischen dem unteren Glassande und der Bausteinzone rund 1000 *m* beträgt, läßt die Konkordanz der Schichtung auf einen ähnlichen Abstand des unteren Glassandes über dem Hauptzuge der Konglomerate auch in Peißenberg schließen, welch letzterer daselbst längs des großen Schichtenaufbruches an der Ammer infolge der Gebirgsfaltung mit der unteren bunten Molasse zum Vorschein kommt.

Da ferner im Liegenden der Bausteinzone nicht nur in Hausham und Penzberg, sondern auch im Oberlaufe der Ammer untere Meeresmolasse abgelagert ist (siehe Profil von Peißenberg nach Saulgrub, Taf. VII), besitzen die quarzigen Leitschichten im Liegenden die gleiche und im Hangenden eine verschiedene Fazies.

Wie bereits früher erörtert wurde (siehe S. 284), weist erstere auf die Unveränderlichkeit, letztere auf einen Wechsel in den Bildungsumständen zur Zeit der Ablagerung hin. Ein solcher kann nur durch eine Änderung der Tiefenverhältnisse und des Salzgehaltes in den einzelnen Teilen der oligocänen Meeresbucht bedingt worden sein und ist offenbar auf jene geotektonischen Bewegungen zurückzuführen, deren Endstadium sich an der stattgehabten Zusammenstauchung der Molasseschichten in ein isoklines Faltensystem heute noch erkennen läßt. Aus diesem Grunde glaube ich auch der Vermutung Raum geben zu dürfen, daß die Ablagerung der quarzigen Leitschichten im oberbayrischen Kohlenrevier, da sie jenen zwei größeren Senkungen vorangegangen ist, welche die Auf-



schüttung der Sedimente überholten, mit diesen oligocänen, wellenförmigen Faltungsphasen im ursächlichen Zusammenhange stand, die sich, wie das Wandern der Fazies beweist, von Süden nach Norden und von Westen nach Osten am Fuße der Alpen fortgepflanzt haben.

Bereits im Jahre 1891 erkannte ich die normale Lagerung der Peißenberger Flöze und habe dieselben in einem Profil dargestellt, das sich seither im Besitze der oberbayrischen Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau in Miesbach befindet.

Schon damals gewann ich die Überzeugung, daß die Gümbelsche Trennung der älteren Molasse in die zwei Abteilungen des mittleren und oberen Oligocäns unzutreffend sei, habe diese Auffassung 1893 in meiner „Geologischen Skizze über das oberbayrische Kohlenrevier“ [(16) S. 382) durch die Gliederung der Oligocänmolasse in vier gleichaltrige Faziestypen in Kürze dargelegt und dabei die Bedeutung der quarzigen Leitschichten für die Identifizierung betont [1]).

Meine Ansicht über die normale Lagerung der Peißenberger Flöze wurde von allen Fachgenossen, welche das Vorkommen der Glassande auch in den übrigen Teilen des Reviers kennen gelernt und genauer untersucht hatten, wie zum Beispiel von dem technischen Direktor der oberbayrischen Aktiengesellschaft für Kohlenbergbau in Miesbach L. Hertle (24) und seinen dermaligen Nachfolger Dr. K. A. Weithofer geteilt [(26) S. 270], welch letzterer 1902 ausdrücklich darauf hinweist, daß durch den Nachweis der beiden Glashorizonte, den ich seinerzeit bereits geliefert hätte, die Frage des Obens und Untens der Peißenberger Ablagerung zur Befriedigung gelöst sein dürfte [(31) S. 62].

Inzwischen war auch auf paläontologischem Wege das oberoligocäne Alter der unteren Meeresmolassee durch Wolff 1896 festgestellt worden, welcher den faunistischen Unterschied zwischen der letzteren und den oberoligocänen Cyrenenmergeln mit der Faziesentwicklung der Molasse begründet [(23) S. 297—299].

Hierdurch hat auch Wolff den Nachweis für die geologische Gleichwertigkeit zweier grundverschiedener Schichtengruppen der Molasse erbracht, welche von Gümbel für verschiedene Altersstufen gehalten wurden [(2) S. 687, (11) S. 912, 926, (19) S. 313, 323, 338, 344].

Zur Deutung der Beziehungen zwischen den übrigen Faziestypen der Molasse und für die Klarstellung der stratigraphischen Verhältnisse des Peißenberger Gebietes, insbesondere des Überganges der Faltenüberschiebung in eine einfache Flexur standen Wolff ergänzende Beobachtungen leider nicht zu Gebote [(23) S. 227].

Einen weiteren Nachweis für die normale Lagerung der Peißenberger Flöze versuchte im Jahre 1900 v. Ammon auf Grund eines Daimonhelixfundes, welcher in früheren Jahren beim Schachtabteufen

---

[1]) Rothpletz, der mich als den ersten bezeichnet: welcher 1893 der neuen Auffassung öffentlich das Wort redete, hatte die letztere jahrelang selber, auch noch als Referent der Bärtlingschen Dissertation vertreten, bis ihm das Vorkommen von fossilen Wellenfurchen in der Grube Peißenberg bekannt wurde.

in Peißenberg gemacht wurde [(27) S. 69]. Bei der problematischen Natur dieses Fossils und seinem vereinzelten Vorkommen dürfte jedoch den Schlüssen, die sich allenfalls daraus ziehen lassen, nur untergeordnete Bedeutung beizumessen sein.

Als unzutreffend muß ich die Folgerungen bezeichnen, welche 1902 Bergreferendar Bärtling und 1904 Professor Rothpletz für die Lösung des Peißenberger Problems aus der Beschaffenheit der in Begleitung der Leitschichten auftretenden Dauergesteine ableiten.

Während Bärtling den Wert der Glassande für die Identifizierung der Peißenberg-Penzberger Schichten durch die Ähnlichkeit des Nachbargesteines bedeutend erhöhen zu können glaubt [(31) S. 5, 14], versucht dagegen Rothpletz auf Grund der Verschiedenheit dieses Gesteines die Identität obiger Leitschichten zu bestreiten [(35) S. 375].

Beide gehen von der Anschauung aus, daß gleichaltrige Dauergesteine stets ein und dieselbe und ungleichaltrige Ablagerungen jeder Zeit verschiedene Beschaffenheit besitzen. Bereits früher wurde mehrfach dargelegt, daß diese Voraussetzung keineswegs unbedingt zutreffen muß.

Aus diesem Grunde kann weder die Tatsache, daß im Hangenden des oberen Glassandes in Peißenberg bunte Molasse, in Penzberg dagegen marine Promberger Schichten abgelagert sind, noch der Umstand, daß zwischen und unter den Sanden in den Cyrenenmergeln in Peißenberg marine Einlagerungen vorkommen, während dies in Penzberg nicht der Fall ist, noch endlich die ungleiche Anzahl der Flöze in beiden Gruben, welche in Peißenberg ohne das Kohlenschieferflöz 23, in Penzberg 24 beträgt, als ein Beweis gegen die Identität der beiderseitigen Glassande gelten, wie Rothpletz irrtümlich behauptet [(35) S. 375], der übrigens anderwärts selber zugibt, daß sich ein Kohlenflöz vielfach von einem bis zum anderen Muldenflügel auskeilt [(35) S. 380]. Bei der Absätzigkeit und geringen Mächtigkeit der oberbayrischen Kohlenflöze, die oft nur ein bis zwei Dezimeter beträgt, ist dies sogar eine sehr häufige Erscheinung.

Bei der Identifizierung der Schichten in entlegenen Teilen des Kohlenreviers kann es sich immer nur um analoge Flözgruppen und nicht um einzelne Kohlenflöze handeln [1]), wie ich dies bereits 1893 darlegte [(16) S. 382], da eine faunistische Scheidung der Cyrenenmergel im allgemeinen unmöglich ist, was auch Wolff bestätigt [(23) S. 299].

Gegen die Identität der Glassande in Peißenberg und Penzberg führt Rothpletz schließlich auch das Fehlen weiterer Ausbisse

[1]) Die Gümbelsche Identifizierung der Peißenberg-Penzberger Flöze, welche sich insbesondere auf das Auftreten sogenannter Augen- oder Kreiselkohle in Flöz Nr. 16 beider Gruben stützt [(2) S. 335, 336], doch mit dem Vorkommen der Glassande im Widerspruche steht, ist unzutreffend. Die Augenkohle wurde von mir nicht nur in anderen Peißenberger Flözen, sondern auch in jenen der Bausteinzone zwischen Steingaden und Lechbruck gefunden.



derselben zwischen den beiden Gruben an, welche ungefähr drei geographische Meilen voneinander entfernt liegen [(35) S. 374].

Doch auch dieser Einwand ist unbegründet, weil man in jenem Zwischengebiete infolge der glazialen Überlagerung überhaupt keine oligocänen Aufschlüsse bisher kennt und die Glassande noch neun Meilen östlich von Peißenberg in Au bei Aibling in typischer Beschaffenheit nachgewiesen worden sind. Dies spricht dafür, daß sie über das ganze Gebiet der einstigen oligocänen Seichtsee förmlich wie in einem Guß abgelagert wurden.

Hinsichtlich dieser Leitschichten zeigt das oberbayrische Kohlenrevier eine gewisse Analogie mit den tertiären Braunkohlenfeldern Norddeutschlands, in welchen ebenfalls meist sehr ausgedehnte, aber geringmächtige Zwischenlagen von weißem Glas- oder Formsand vorkommen [(22) S. 340, 341].

An dem Gehänge südlich der Ortschaft Berg habe ich jenen untermiocänen, glaukonitischen, grobkörnigen Sandstein mit einzelnen Kohlenspuren und zahlreichen großen Exemplaren der *Ostrea crassissima* wiedergefunden, welcher nach v. Gümbel im Hauptstollen bei 349 *m* Ortslänge an der Grenze zwischen den oberoligocänen Cyrenenmergeln und der jüngeren Meeresmolasse durchörtert wurde [(2) S. 726, 40, (19) S. 331, 333]. — Unter den bisher bekannt gewordenen Schichten der letzteren ist er die älteste.

Da die Lagerung hier nahezu horizontal und offenbar ungestört ist, dürften sich daselbst an der Formationsgrenze wirklich die tiefsten untermiocänen und die höchsten oberoligocänen Schichtenlagen in ihrer natürlichen Reihenfolge übereinander vorfinden. Am Peißenberg ist dies wegen der Längsverwerfung nicht der Fall.

Der von Wolff vergeblich gesuchte Aufschluß, durch welchen man fragliche Grenzschichten und deren Mächtigkeit mit Sicherheit feststellen könnte [(23) S. 227], würde am leichtesten hier zu erhalten sein.

Damit ist jedoch nicht gesagt, daß sie überall den gleichen Faziescharakter besitzen müssen; denn sie bilden mit Ausnahme jener glaukonitischen Sandsteinlage, welche sich bis in den Kaltenbach nördlich von Au bei Aibling verfolgen läßt und zu den miocänen Leitschichten gehört, offenbar auch nur territoriale Horizonte.

Daß bei Berg unter der jüngeren Meeresmolasse die obere bunte Molasse liegt, wäre möglich. Doch ist es auch denkbar, daß sich die letztere, weil im oberbayrischen Kohlenrevier nach Ablagerung der quarzigen Leitschichten eine Änderung der Tiefenverhältnisse eintrat, nach Osten hin auskeilt und bei Berg bereits durch eine andere Fazies vertreten wird, wie dies bei der unteren bunten Molasse in Penzberg ebenfalls zutrifft, die trotz ihrer bedeutenden Mächtigkeit von zirka 650 *m* auf eine Entfernung von 8 *km* nach Osten hin vollständig verschwindet, indem sie zwischen Loisach und Isar in Cyrenenmergel übergeht.

Vielleicht wird ein solcher Übergang auch schon in Peißenberg durch den über 100 *m* mächtigen Cyrenenmergelkomplex angedeutet, welcher daselbst zwischen der oberen bunten Molasse und dem oberen Glassande eingeschaltet ist.

Nach Walther ist die Ursache der Verschiedenheit der in einem Profil übereinanderliegenden Gesteine das Wandern der Fazies [(18) S. 621].

Es wurde im oberbayrischen Kohlenrevier durch das Fortschreiten der geotektonischen Bewegung bedingt und erklärt nicht nur die Abweichungen der Schichtenfolge in den Profilen von Hausham, Penzberg und Peißenberg, sondern auch das spurenweise Erscheinen der bunten Molasse im Liegenden der Miesbacher Flözgruppe [(31) S. 65] sowie das Auftreten einzelner geringmächtiger Einlagerungen von älterer Meeresmolasse in der Bausteinzone (Übergangszone) der Haushamer Mulde [(14) S. 49] oder das Vorkommen jener schwachen, marinen Zwischenlagen mit Petrefakten der Promberger Schichten im Liegenden des oberen Glassandes in Peißenberg, an welchen der von Bärtling unternommene Identifizierungsversuch gescheitert ist.

Da seine in den Geognostischen Jahresheften, München 1903, veröffentlichte Dissertation vielfach ein unrichtiges Bild von den geologischen Verhältnissen des Peißenberger Gebietes gibt, dürfte die Berichtigung der unzutreffenden Darstellungen hier gerechtfertigt erscheinen.

Bärtling glaubt, die Promberger Schichten Penzbergs auch in Peißenberg im Hangenden des oberen Glassandes gefunden zu haben [(33) S. 14, 26]. Selbst wenn dies der Fall wäre, würde dadurch der Wert der Leitschichten für die Identifizierung aus bekannten Gründen nicht erhöht werden (siehe S. 284).

Nun kommen Versteinerungen wie in den Promberger Schichten mehrfach am Peißenberg vor, aber immer nur im Liegenden des oberen Sandes, und zwar in vereinzelten geringmächtigen, marinen Zwischenlagen, so bei Flöz Nr. 7, in der Schichtengruppe zwischen den beiden Glassanden, welche in den Hauptquerschlägen sowie in den ersten 200 *m* des Tiefstollens verquert wird und im Sulzer Steinbruch zutage ausstreicht. An allen den genannten Punkten kann man *Cyrena gigas*, *Pholadomyen* und andere Petrefakten der Promberger Schichten heute noch finden [1]).

Schon v. Gümbel berichtet bereits 1861 von einer marinen, grobkörnigen Sandsteinschicht, welche im Unterbaustollen am Hohen Peißenberg im 150. Lachter — also zwischen den beiden Glassandlagen — durchfahren wurde, sowie von den im Steinbruche bei Bad Sulz am Ostfuße des Hohen Peißenberges aufgeschlossenen feinkörnigen, graulichen und gelblichen Sandsteinen mit *Lutraria Sana*, *Panopea Menardi*, *Pholadomya alpina* etc. und bemerkt, daß auch die letzteren Schichten der dem Cyrenenmergel südlich vorgelagerten Sandsteinschicht, welche bei der Steinfallmühle besonders häufig *Mytilus aquitanicus* umschließt, entsprechen dürften [(2) S. 692, 693].

Auch Wolff führt 1896 das Vorkommen der *Pholadomya Puschi G.*

---

[1]) Infolge der im Tiefstollen sichtbaren Verwerfung ist der untere Glassand daselbst nicht aufgeschlossen und erscheinen hier nur die im Hangenden des letzteren bekannt gewordenen Sandsteinbänke in flacher Lagerung, welche übertags nächst dem Quellenhäuschen bei Bad Sulz anstehen.



im Steinbruche bei Bad Sulz, im Tiefstollen und Mittelstollen sowie jenes der *Cyrena gigas* bei Flöz 7 in Peißenberg und in der Promberger (Nonnenwald-) Mulde an [(23) S. 249, 257, Taf. XXII und XXIV].

Als Bärtling 1902 auf die Promberger Petrefakten im Steinbruche bei Bad Sulz stieß, folgerte er irrigerweise, daß diese Schichtenpartie hier ebenso wie in Penzberg im Hangenden der Doppellage der Glassande liegen müsse [(33) S. 14] und konstruierte den Verlauf dieser Leitschichten in seiner geologischen Karte des Hohen Peißenberges am Vorderberg unrichtig, was leicht daraus zu ersehen ist, daß Flöz Nr. 1 nach seiner Karte dahin zu liegen kommt, wo in Wirklichkeit im Mittelstollen (bei Bad Sulz) Flöz Nr. 9 durchfahren wurde.

Die Fortsetzung der gleichen marinen Zwischenlagen in der westlichen Grubenhälfte und ihr Auftreten bei Flöz Nr. 7 wurde von ihm jedoch ignoriert [(33) S. 15].

Sein Versuch, einen Beitrag zur Lösung des Peißenberger Problems auf Grund des Vorkommens der Promberger Petrefakten zu erbringen, ist, weil sich dieselben tatsächlich nirgends in Peißenberg über dem oberen Glassande befinden, als gänzlich mißlungen zu bezeichnen.

Im Steinbruche bei Bad Sulz will Bärtling auch zahlreiche Steinkerne von Pholadengängen (Bohrmuschelröhren) entdeckt haben und führt darüber zur weiteren Begründung der normalen Lagerung der Peißenberger Flöze folgendes aus:

„Diese Pholadengänge geben das jetzige Hangende auch als wirkliches Hangendes an, da sie so im Gesteine stecken, daß das untere keulenartig verdickte Ende sich auch wirklich unten befindet, und da die Gänge, die im Standstein stecken, mit dem darüber liegenden sandigen Sandstein ausgefüllt sind“ [(33) S. 26].

Nachdem aber alle Pholaden, wie auch Zittel darlegt [(7) S. 138], bekanntlich horizontale, gerade oder gebogene Gänge bohren, welche wohl zum Nachweis ehemaliger Strandlinien von Wichtigkeit sind, doch keine Schlüsse auf die Ober- oder Unterseite einer Schicht ziehen lassen, da ferner derartige Bohrgänge im Sulzer Steinbruch überhaupt nicht vorkommen, auch anderwärts in der südbayrischen Oligocänmolasse bisher nicht gefunden wurden, sind obige Angaben Bärtlings ebenfalls auf unrichtigen Beobachtungen fundiert.

Augenscheinlich liegt hier eine Verwechslung mit *Cylindrites*, *Fucoiden* [(21 S. 25, 34] oder *Stylolithen* [(17) S. 534] vor, die das Gestein quer durchziehen und in diesen Fällen eine Bestimmung der Ober- oder Unterseite der Gesteinsbank nicht ermöglichen.

An dieser Stelle halte ich es auch für geboten, darauf hinzuweisen, daß seine Annahme einer großen Transversalverschiebung, welche das ganze Grubenfeld in einer für die Ausbeute nachteiligen Weise von Station Sulz bis über die Böbinger Brücke hinaus quer durchsetzen würde, jeglicher Begründung entbehrt. Denn bei Bad Sulz läßt sich nur ein Auskeilen der oberen Meeresmolasse konstatieren und der Schichtensattel an der Ammer setzt ungestört vom

Krebsbachl über den östlichen Seitengraben fort, woraus die Unrichtigkeit der in den Geognostischen Jahresheften 1903 gegebenen Darstellungen [(33) S. 27, Fig. 3] hervorgeht, welche ebenso wie die daselbst veröffentlichten, nachstehend kurz angeführten, eine befremdende Unklarheit über die geologischen Verhältnisse des im Herzen des Landes gelegenen, wichtigen bergärarialischen Peißenberger Kohlenfeldes neuerdings verraten.

So ist die große Faltenverwerfung an der Ammer, auf die ich bereits 1893 hinwies [(16) S. 282], in jener Karte willkürlich an Punkten angedeutet, wo in der Natur nichts davon wahrzunehmen ist, ein Umstand, der natürlich zu Zweifeln über die Existenz dieser bedeutungsvollen Längsverwerfung Anlaß geben kann [(35) S. 381] und den Zweck der Karteneinträge illusorisch macht.

Die am Vorderberg verzeichneten, von NO nach SW verlaufenden, scheinbar beträchtlichen Sprünge verwerfen in Wirklichkeit höchstens um Flözbreite, also nur um 1—2 *m*, und spielen in der Stratigraphie des Peißenberges weiter keine Rolle. Während sie jedoch aus den Grubenplänen, obleich sie im Maßstabe 1 : 25.000 der Karte nicht mehr zum Ausdrucke kommen, in dieselbe übertragen wurden, vernachlässigte man hingegen die Angabe der im Tiefstollen heute noch sichtbaren Störungen mit einer Sprunghöhe von mehr als 60 *m*, welche um so bemerkenswerter sind, als sie das plötzliche Verschwinden der Schichtenpartien des unteren Glassandes mit den Flözen Nr. 1—5 erklären.

Es ist demnach nur zu begreiflich, daß auch die oft mehrere 100 *m* betragenden Orientierungsverstöße nicht auffielen, das Fehlen der für die Altersbestimmung der Dauergesteine an der Ammer höchst wichtigen Leitschichten der Quarzkonglomerate übersehen, die mangelhafte Kartierung der geologisch wertvollen Kohlenausbisse bei Schendrichwörth, Hölzl und sämtlicher in der Schnalz nicht beachtet und auch nicht bemerkt wurde, daß dort, wo letztere in der Natur in mächtig entwickelten Cyrenenschichten vorkommen, unzutreffende Einträge von bunter Molasse vorliegen.

Die Ausbisse am Ammerknie gehören nicht dem Gegenflügel der Bühlachflöze, sondern dem Hauptzuge der Konglomerate und der Bausteinzone an. Die Auffassung des Profils Bühlach-Schnalz-Talbach [(33) S. 29, Fig. 2] ist daher ebenfalls unrichtig, zumal die Kohlenflöze im Talbach eine in sich geschlossene kleine Mulde bilden, wie die symmetrisch rückläufige Schichtenfolge der bunten Molasse und der Quarzkonglomerate im Liegenden der kohlenführenden Cyrenenschichten daselbst erweist. (Siehe Profil von Peißenberg nach Saulgrub, Taf. VII.)

Die unmotivierte Angabe von Glassanden am Oberlaufe der Ammer zwischen Holzleiten und Schweineberg, von denen dort keine Spur vorhanden ist, bestätigt, daß man die charakteristischen Merkmale dieser Leitschichten überhaupt nicht kannte. Hierfür spricht auch die bereits früher erwähnte fehlerhafte Einzeichnung derselben am Vorderberg, im Liegenden des Sulzer Steinbruches sowie im Profil Merautberg—Hohen Peißenberg—Ammerleiten [(33) S. 14, 26, 29, Fig. 1].



Es wird nicht der obere Glassand, wie hier dargestellt, vom Hauptquerschlag im zweiten Tiefbau durchörtert, sondern nur der untere Glassand. Letzterer befindet sich in Wirklichkeit im genannten Querschlag zwischen 210 *m* und 275 *m* Ortslänge, vom Förderschachte gemessen, oder in einer horizontalen Entfernung von 60 *m* südlich von Flöz Nr. 6; die wahre Schichtenmächtigkeit zwischen dem unteren Glassande und Flöz Nr. 10 beträgt rund 100 *m*[1]). Ungefähr an der Stelle des unteren Sandes ist in jenem Profil fälschlich der obere angenommen worden.

Da sich die Schichten bereits in der Nähe des Schachtes flacher legen und an der Ammer wieder emporgehoben worden sind, beträgt die Mächtigkeit der oberen bunten Molasse, welche über den kohlenführenden Cyrenenmergeln liegt, nicht, wie sich aus dem in den Geognostischen Jahresheften dargestellten Profil ergibt, zirka 1100 *m*, sondern nur etwa die Hälfte. Nach der unrichtigen Einzeichnung der Glassande und Flöze daselbst müßten sich die letzteren in ihrer hauptsächlichsten Erstreckung unter dem Ammertale zum größten Teile in Tiefen von 1000—2000 *m* befinden, in denen der Abbau schon wegen der hohen Wasserhaltungskosten nicht mehr lohnend wäre.

Dies ist jedoch nicht zu befürchten; denn nach meinem auf Taf. VII [I] abgebildeten, mit keiner bisher bekannt gewordenen geologisch wichtigen Tatsache im Widerspruch stehenden Profil von Peißenberg dürfte die Gruppe der bauwürdigen Flöze unter dem Ammertale im Muldentiefsten, ähnlich wie in der Nonnenwaldmulde in Penzberg oder wie in der Haushamer Kohlenmulde, bis zu einer Maximalteufe von ungefähr 1000 *m* reichen, ein Umstand, der dem Bergbaue in Peißenberg eine genügende Nachhaltigkeit des Kohlenvermögens für einen dauernden Betrieb selbst bei einer Jahresproduktion von zweihunderttausend Tonnen sichert[2]).

VII. Kontrolle der Schlussfolgerungen durch die Erscheinungen auf den Schichtflächen.

Eine einfache Kontrolle für die Richtigkeit meines in den früheren Abschnitten erbrachten Nachweises der normalen Flözlagerung in Peißenberg ermöglichen, unabhängig von der Faziesentwicklung der Molasse, die in der dortigen Grube in den letzten Jahren mehrfach beobachteten Erscheinungen auf den Schichtflächen der Gesteinsbänke, insbesondere die Wellenfurchen, Kriechspuren und Fließwülste.

Fossile Wellenfurchen (Ripplemarks, rides de fond) in der Molasse werden zuerst von v. Gümbel angeführt, welcher 1861 von

[1]) Die Mergeltonschichte, in welcher in Peißenberg ein Daimonhelixfund gemacht wurde, liegt 15 *m* über dem oberen und 230 *m* über dem unteren Glassande. In den Geognostischen Jahresheften, München 1900 [(27) S. 59], ist bei dieser Angabe ein Druckfehler unterlaufen.

[2]) Die dermalige Kohlenförderung der Grube Peißenberg beträgt über 100.000 *t* jährlich.

merkwürdigen, mit Unebenheiten des Wellenschlages, Kippen, Rinnen und Streifen bedeckten Sandsteinen berichtet, die in den Steinbrüchen an der Lechenge bei Dietringen, nächst Roßhaupten, nördlich von Füssen vorkommen und das Erzeugnis einer Uferbildung sind; ihre Entstehung erklärt er folgendermaßen: „Die sandigen Ablagerungen wurden offenbar am Strande zeitweise vom Wasser verlassen, trocken gelegt und bekamen dadurch Austrocknungsrisse, welche bei erneuter Überflutung, mit Sand ausgefüllt, jene die Schichtenflächen jetzt bedeckenden Wülste und Rippen darstellen" [(2) S. 730].

Auch von Korschelt werden 1890 Wellenfurchen in der Molasse erwähnt [(14) S. 49] und als versteinerter Wellenschlag bezeichnet, welcher sich ganz allgemein in den Cyrenenschichten findet, auf den Ablösungsflächen der die Konglomerate der Bausteinzone begleitenden weicheren Schiefer erscheint und sehr häufig über große Erstreckungen hin aus wellenförmigen Vertiefungen besteht, welche die größte Ähnlichkeit mit den Bildungen zeigen, wie sie am Grunde flacher Seeufer beobachtet werden können. Als Beispiel, an welchem man diese Erscheinung am besten sehen kann, führt Korschelt den Steinbruch beim Bierhäusl an der Leitzach östlich von Miesbach an.

Alsdann hat Fuchs 1895 einen schönen Aufschluß von Wellenfurchen in einem großen Steinbruche unmittelbar hinter dem Löwendenkmal in Luzern beschrieben und dabei zuerst darauf hingewiesen, daß aus der Form der fossilen Wellenfurchen die ursprüngliche Ober- oder Unterseite der Gesteinsbänke leicht zu erkennen sei. Fuchs führt darüber folgendes aus:

„Denkt man sich Ripplemarks quer durchschnitten, so erhält man immer eine fortlaufende Wellenlinie, und zwar, wenn man die ursprünglichen Wellenfurchen vor sich hat, mit zugerundeten Tälern und zugeschärften Kämmen (Taf. VIII [II], Fig. 1, Schnitt *c*); im Falle man aber Abgüsse von Ripplemarks vor sich hat, mit regelmäßig abgerundeten Wülsten, welche durch zugeschärfte Täler getrennt sind" (Taf. VIII [II], Fig. 1, Schnitt *d*).

Selbst in solchen Fällen, wo andere Erscheinungen auf den Schichtflächen die Lösung dieser Frage erschwerten, konnte Fuchs durch Betrachtung der Ripplemarks mit voller Sicherheit entscheiden, welches die Oberseite war [(21) S. 4, 9. 22, 74].

Wohl eines der herrlichsten Vorkommen von fossilen Wellenfurchen, welches in der bayrischen Hochebene ein ebenbürtiges Seitenstück zu unseren schönsten Gletscherschliffen am Starnberger See und Tegernsee bildet, habe ich vor einigen Jahren in der Bausteinzone bei Lechbruck aufgefunden.

Es gibt nicht leicht ein interessanteres Phänomen auf den Schichtflächen der Molasse, als die bis ins feinste Detail ausgearbeiteten Skulpturen der zierlichen Systeme von Wellenfurchen, welche in den Steinbrüchen auf der Anhöhe westlich von Lechbruck in modellartiger Frische und Reinheit auf Hunderte von Metern verbreitet sind.

Die Schichten haben dort normale Lagerung [siehe Profil von Lechbruck (2) S. 729, Taf XLI, Fig. 305], nördliches Einfallen von



53° und die auf der beiliegenden Taf. VIII [II], Fig. 2, in $^1/_{10}$ der nat. Größe abgebildeten Wellenfurchen mit erhöhten Kanten zeigen sich auf der Oberseite einer mächtigen Sandsteinbank, 30 *m* im Liegenden des untersten der hier bekannten Kohlenflözchen, welches von einer Konglomeratbank begleitet wird. Die Richtung der Wellenfurchen fällt mit jener der Fallinien nahezu zusammen.

Wer jemals diese Reliefs bewundern konnte, auf denen sich das Spiel der Wellen und ein überraschendes Bild vorweltlichen Tierlebens am oligocänen Strande verewigte, dem drängt sich unwillkürlich die Überzeugung auf, daß jene sorgfältig kannelierten Flächen von staunenswerter Regelmäßigkeit kein bloßer Zufall schuf, sondern daß sie sich nach ganz bestimmten Naturgesetzen bildeten.

Für den Vergleich mit den Peißenberger Wellenfurchen dürfte dieser ausgezeichnete, im dortigen Reservatfelde gelegene, von mir entdeckte Aufschluß um so wertvoller sein, weil er — nachdem über die normale Schichtenstellung bei Lechbruck kein Zweifel besteht — eine zuverlässige Überprüfung des von dem Direktor der geolog.-paläont. Abt. des k. k. Hofmuseums in Wien, Herrn Prof. Theodor Fuchs, ermittelten Forschungsresultats im Gebiete der südbayrischen Oligocänmolasse gestattet.

Wo diese Wellenfurchen, wie auf Taf. VIII [II], Fig. 1, Schnitt *a*, nach der gewöhnlichen Wellenlinie geformt sind, also gewissermaßen eine Aufeinanderfolge von flachen, kongruenten Sätteln und Mulden darstellen, ist es nicht möglich, im fossilen Zustande zu erkennen, welches die Ober- und welches die Unterseite einer Schicht ist, da bei der Symmetrie der Formen die ursprüngliche Oberfläche und ihr Abdruck natürlich vollständig gleich sind und leicht miteinander verwechselt werden können.

Dies ist auch bei etwas einseitig geneigter Form der Wellenlinie, wie auf Taf. VIII [II], Fig. 1, Schnitt *b*, der Fall; doch kann man hier stets die Luv- (Wind-) und Leeseite unterscheiden.

Wenn aber die einzelnen Wellenfurchen, wie im Schnitt *c* auf Taf. VIII [II], Fig. 1, sozusagen nur aus aneinandergereihten flachen Rinnen bestehen, deren symmetrisch aufgebogene Ränder unter stumpfem Winkel aneinanderstoßen und sich hierbei nach parallelen Linien schneiden, welche im Relief hervorstehende Kanten bilden, dann kann man hieran stets mit aller Sicherheit die Oberseite der Platten erkennen.

Gut erhaltene Abgüsse fossiler Wellenfurchen mit den charakteristischen, im Relief der Platten vertieften Kanten, wie im Schnitt *d* auf Taf. VIII [II], Fig. 1 dargestellt, welche für die Unterseite der Bank kennzeichnend sind, beobachtet man in den Steinbrücken bei Lechbruck seltener, weil sich dort über der Sandsteinschicht mit den typischen Ripplemarks eine weiche, zirka 15 *cm* starke Schiefertonlage befindet, welche leicht verwittert und abbröckelt.

Dagegen zeigen sich bei Lechbruck außer den bereits besprochenen Wellenfurchen, unter denen die typischen die häufigsten sind, noch muschelförmige, welche Fuchs bei Luzern ebenfalls beobachtete, die an große, den Boden bedeckende Austernschalen erinnern, schuppenförmig angeordnet sind und den Schichtflächen da-

durch ein chagriniertes Aussehen verleihen. Sie dürften den „Wasserbarchanen“ Bertololys[1]) entsprechen, welche sich im Sandschlamm nicht nur an den Rändern stehender, sondern auch an den Ufern fließender Gewässer, namentlich in den toten Seitenarmen kleinerer Flüsse [(21) S. 8] häufig finden.

Für das Problem der Deutung des physikalischen Vorganges der Entstehungsweise der Wellenfurchen, welches eine verschiedene Beleuchtung von mehreren Seiten (Bertololy, G. H. Darwin, De Candolle, Forel, Hunt, Krümmel, Lyell, Siaux usw.) erfahren hat, kommt vor allem die Natur der Wellenbewegung in fließenden und stehenden Gewässern in Betracht.

Die Bildung unregelmäßiger Rippungen oder Dünen durch fließende Gewässer rührt offenbar von dem Wirbel her, der auf der Leeseite einer jeden Ungleichheit der Bodenfläche existiert und eine Inflexionserscheinung ist. Die direkte Strömung führt den Sand an der Luv- und der Wirbel an der Leeseite kontinuierlich herauf [(25) S. 626, (3) S. 1249].

Die regelmäßigen oder typischen Wellenfurchen, welche die geologisch wichtigsten sind, deren morphologische Eigentümlichkeit Forel auch aus dem Genfer See beschreibt [(20) S. 255], kann man häufig am sanft ansteigenden Strande größerer Wasserbecken, auf seichtem, sandigem Untergrunde finden, so zum Beispiel im Chiemsee bei Chieming neben den Badehütten, besonders aber bei Feldwies nächst Übersee, nördlich vom Dampfschiffsteg, wo sie in prachtvoller Entfaltung auf mehrere hundert Meter Erstreckung längs des Ufers eine alltägliche Erscheinung sind, welche durch die undulierende Wasserbewegung entsteht.

Sie haben daselbst gleich den fossilen Wellenfurchen in den Steinbrüchen bei Lechbruck, von Kamm zu Kamm gemessen, eine durchschnittliche Breite von 5—10 *cm*, eine Tiefe von ungefähr ein Zehntel der Breite und bilden langgezogene, im allgemeinen parallel zum Ufersaume, in obigen Abständen hintereinander verlaufende, nur hie und da dichotomisch verästelte Skulpturen von symmetrischem Querschnitt, welche nach einem gewissen System, ähnlich wie die zierlichen Linien auf der Epidermis der menschlichen Hohlhand, auf dem aus feinem Sande von vorwiegend 0·5 *mm* Korngröße bestehenden Seeboden angeordnet sind, doch im Bereiche gröberen Gerölles gänzlich fehlen.

Bei Windstille oder leicht bewegter See zeigen die Wellenfurchen am Grunde keine Veränderung. Bei stärkerem Seegang werden sie jedesmal aufgewühlt, wenn ein schäumender Wellenkamm darüber hinweggleitet.

Am 4. Juni 1905 betrug im Chiemsee bei Feldwies in einer Entfernung von 15 *m* vom Ufer die Wellenlänge oder der horizontale Abstand zwischen zwei aufeinanderfolgenden Wasserkämmen 1·8 *m*, die Wellenhöhe oder der vertikale Abstand zwischen dem höchsten und tiefsten Punkte der Wellenoberfläche 0·12 *m*, die Fortpflanzungs-

[1]) Bertololy. Ripplemarken. Frankental 1894.

geschwindigkeit 1·2 *m*, die Wassertiefe 0·3 *m* und die Wellenperiode $1^1/_2$ Sekunden.

Der Strand hatte an meinem Beobachtungspunkte ein durchschnittliches Gefälle von zirka $2^0/_0$.

Die Orbitalbahnen, in deren oberen Hälften die Wasserelemente nach vorwärts, in deren unteren sie nach rückwärts innerhalb jeder Wellenperiode kreisten, bildeten an der Wellenoberfläche elliptische Kurven mit einer horizontalen Achse von 0·15 *m*; während sich die letztere im Gebiete des seichten Wassers mit der Tiefe nur wenig verringerte, nahm dagegen die vertikale Achse (Wellenhöhe) mit der Tiefe zusehends ab, wodurch sich die Ellipsen flacher drückten, und wurde am Grunde gleich Null, so daß die Wasserteilchen daselbst keine merklichen auf- und niedergehenden Oszillationen, sondern nur horizontale Schwingungen vollführten.

Diese waren auch an dem Wogen der am Grunde wachsenden zarten Seegräser deutlich wahrnehmbar, die wie die Halme eines vom Winde gepeitschten Getreidefeldes um ihre Wurzelenden hin und her pendelten.

Die Richtung, welche die langgezogenen Wellenkämme beim Anlaufen des Strandes in Feldwies einnahmen, war trotz des Nordwestwindes eine nordsüdliche, also dieselbe wie die des Ufersaumes und der am sandigen Seegrunde vorhandenen Wellenfurchen.

Selbst um die vorspringenden Halbinseln schwenkten die Wellenzüge in schönem Bogen und suchten sich, ohne Rücksicht auf ihre ursprüngilche Richtung, stets dem Verlaufe der Strandlinie anzuschmiegen.

Diese interessante Erscheinung beruht bekanntlich auf der Fortpflanzungsgeschwindigkeit, welche sich wie die Quadratwurzel aus der Wellenlänge oder aus der Wassertiefe ändert, je nachdem letztere ein Vielfaches oder ein Bruchteil aus der halben Wellenlänge ist, weshalb die Wellenzüge im seichten Wasser langsamer als im tieferen vorwärtseilen und, wenn sie gegen einen sanft ansteigenden Strand in schräger Richtung auftreffen, an ihrem dem Lande näher gelegenen Ende die Bewegung verzögern.

Auch das Wellenprofil änderte beim Auflaufen der Wogen auf den flach geneigten Strand seine im allgemeinen nach einer gestreckten Zykloide geformte Gestalt, da die abnehmende Wassertiefe sowie die Bodenreibung auf der dem Ufer zugekehrten Wellenseite ebenfalls eine Geschwindigkeitsverzögerung bewirkt. Während die Periode dieselbe blieb, verringerte sich die Wellenlänge, wuchs die Wellenhöhe und verwandelten sich die abgerundeten Wasserberge in langgezogene weiße Wellenkämme, sogenannte Roller, deren oberer, vorauseilender, nach vorn gebogener Teil sich schließlich beim Anprall am Ufer zischend und prasselnd überstürzte, worauf sich die schäumende Flut am glatten Strande hinab dem nächsten Roller entgegenwälzte, wie dies bereits Strabon[1]) im Altertume von der brandenden und wieder zurücklaufenden Woge schildert.

---

[1]) Strabon. Geographia, lib. I. cap. 7.

Diese Verhältnisse am Chiemsee, welche auch an den von Dampfern erzeugten Wellen bei Windstille wahrgenommen werden können, bestätigen die von Darwin, Hagen, Rankine, Scott, Russel und Weber über die Theorie der Wellenbewegung aufgestellten Sätze [(3) S. 1239—1247, (25) S. 439—450, (30) S. 25—28].

So oft bei windbewegter See ein majestätischer Roller an meinem Standort vorbeipassierte, wobei er die Wellenlänge von 1·8 *m* in $1^1/_2$ Sekunden durcheilte, wurden die feinen Sandkörnchen am Seeboden innerhalb derselben Zeit sukzessive an 30 aufeinanderfolgenden Rippungen um Furchenbreite, nämlich um 6 *cm* zuerst landwärts und hierauf um das gleiche Maß seewärts bewegt, worauf der nächste Roller eintraf.

Jeder Wellenstoß führte den Sand an der Seeseite (Luv) und die Rückströmung nachträglich an der Landseite (Lee) der Rippen herauf. Das rhythmische Spiel wiederholte sich, der Anzahl der vorüberziehenden Wellenkämme entsprechend, je 40mal in der Minute.

Durch diesen intermittierenden Vorgang wurde der Sand aus den Rinnen weggespült, auf den Rippen angehäuft und das Ornament der typischen regelmäßigen Wellenfurchen am Seeboden modelliert.

Hoher Seegang zerstörte sie immer, weil er den Sand am Untergrunde tief aufwühlte. Wenn sich aber der Sturmwind legte, das Wasser sich allmählich wieder beruhigte und der Sand in der schwingenden Wassermasse nicht mehr in Schwebe erhalten, sondern niedergeschlagen wurde, begann ihre Bildung von neuem.

Es werden nämlich

Sandkörnchen	von	0·4 *mm*	Größe	bei	0·15 *m*	Fließgeschwindigkeit
„	„	0·7 *mm*	Größe	bei	0·20 *m*	„
„	„	1·7 *mm*	Größe	bei	0·30 *m*	„
kleines Geröll	„	9·2 *mm*	Größe	bei	0·70 *m*	„

von der Wasserströmung noch mit fortgetragen [(11) S. 317].

Die Schwingungsweite der Sandteilchen im Augenblicke der Entstehung der Wellenfurchen war für die Breite der letzteren maßgebend.

Wenn sie jedoch einmal gebildet waren, vermochte sie weder eine Verringerung der Orbitalgeschwindigkeit, noch eine Vergrößerung der Amplitude der Orbitalbahnen zu verwaschen; letztere trug eher dazu bei, die Kämme zuzuschärfen, da hinter demselben kleine Wirbel erzeugt wurden.

Nach dem besonders heftigen Sturme vom 5. August 1905 war die Breite der Furchungen im allgemeinen größer und betrug an meinem früheren Standorte, anstatt wie sonst 6 *cm*, ausnahmsweise 10 *cm*.

Sie nimmt mit der Höhe und Geschwindigkeit der Welle oder mit der Intensität des linearen Anstoßes sowie auch mit der Korngröße und dem spezifischen Gewichte des Sandes zu, dagegen mit der Wassertiefe im proportionalen Verhältnis ab, wie dies Forel, der die Bewegungen der Luft- und Wasserwellen sehr eingehend untersuchte [(15) S. 311—318], bereits experimentell nachwies. Forel legte auch dar, daß die regelmäßigen Ripplemarks nach Art der der Dünen und nicht etwa durch die Schwingungen stehender Wasser-

wellen (Seiches) in analoger Weise wie die sogenannten Chladnischen Klangfiguren auf einer in Vibration befindlichen Platte entstehen [(20) S. 249—262].

Muschelförmige Wellenfurchen werden gebildet, wo sich Wellenzüge in verschiedenen Richtungen kreuzen.

Von besonderer Wichtigkeit bei dem besprochenen Phänomen ist die zuerst von Th. Fuchs festgestellte Tatsache, daß sowohl bei den rezenten wie bei den fossilen typischen Wellenfurchen die zwischen flachen, zugerundeten Mulden vorspringenden, symmetrisch zugeschärften Kämme immer die Oberseite der Schichten, beziehungsweise die Lage des wahren Hangenden oder des Wasserspiegels bezeichnen.

Der sinnige Beobachter, der die fossilen Wellenfurchen in den Steinbrüchen bei Lechbruck genauer besieht und auch das Kleine und Unbedeutende dabei beachtet, entdeckt hier eine Unzahl vertiefter Fährten und Kriechspuren von allerlei Sand- nnd Röhrenwürmchen, Flohkrebsen, Asseln, Insektenlarven und sonstigem Geschmeiß, das sich zur Zeit der Ebbe am Straude umhergetummelt und auf der Oberfläche des plastischen Schlammsandes Eindrücke zurückgelassen hat, welche ebenso wie die Wellenfurchen, Trockenrisse und Regentropfengrübchen auf den Gesteinsflächen in jenen höchst getreuen Formen bewahrt wurden, welche Liell, Nathorst, Bornemann, Fuchs, Bronn, Beyschlag, Dawson, Desor, Uhl, Zirkel usw. aus anderen Formationen beschreiben.

Auch die durch aufsteigende Gasblasen im Schlamm entstandenen trichterartigen Vertiefungen, sowie die feinen Öffnungen der Wurmlöcher, die zu den Schlupfwinkeln der Tiere führten, sind auf den Platten hie und da noch erhalten geblieben.

Neben dem wirren Durcheinander der Kriechspuren, die überall vorherrschen, wie sie Fig. 3 auf Taf. VIII [II] in $^1/_2$ natürlicher Größe zeigt, und mancherlei von Bivalvenschalen stammenden zierlichen Zeichnungen findet man daselbst häufig auf den Ripplemarks merkwürdige Adhäsionsfiguren (figures de viscosité) [(21) S. 73—75], welche auf dem Schlamme unter dem Fuße größerer Gastropoden entstehen mögen, wenn sich dieselben vom Grunde erheben. Keilförmige Rinnen mit flossenartigen Einkerbungen zu beiden Seiten des breiteren Endes deuten auf *Periophthalmus* hin [(18) S. 95, 102], welche aus seichten Pfützen munter emporschnellten, um nach Fliegen und Mücken zu haschen.

Andere kleinere, pratzenförmige Vertiefungen, die paarweise hintereinander folgen, scheinen von hüpfenden Fröschen herzurühren. Auch Strandvögel, welche hier nach Würmern und Nacktschnecken jagten, drückten ihre mit oder ohne Schwimmhäute versehenen Zehen im weichen Tone ab und erzeugten Fußstapfen, welche an jene von Taucher- und Entengattungen oder von Strandläufern und Tringaarten lebhaft erinnern, wovon die letzteren, da sie nasse Stellen gern meiden, nur die trockeneren Kämme der Wellenfurchen flüchtig berührten, indem sie halb laufend, halb fliegend ihre furchtsame Beute überraschten.

Nachdem jeder Gegenstand, welcher infolge seines Eigengewichtes im plastischen Ton einsinkt, seine Unterseite abformt, bilden sich, wenn diese uneben ist, im Abdrucke selbstverständlich nicht allein Vertiefungen, sondern auch Erhöhungen.

Selbst vertiefte Kriechspuren übergehen zuweilen in erhabene, was man am Rande jeder Lache leicht beobachten kann, wenn sich ein Regenwurm zufällig knapp unter der Schlammoberfläche einen Gang gebohrt hat. Auch durch die Bewegung der mit Borsten versehenen Fußstummel der Anneliden wird der Schlamm aufgefurcht und es entstehen beiderseits der durch das Schleifen des Körpers erzeugten band- oder schlangenförmig gewundenen Rinnen aus dem zur Seite geschobenen Material kleine Wülste, sogenannte „Fransenzonen", welche bei näherer Betrachtung oft den Eindruck machen, als ob sie aus schiefliegenden, einander dachziegelförmig deckenden Blättchen bestehen würden, welche Ähnlichkeit mit jenen der Fischkiemen zeigen und durch feine Schnitte hervorgebracht zu sein scheinen, die dicht hintereinander, von vorn und oben, schief nach rückwärts und unten geführt wurden [(21) S. 19]. Die Anordnung dieser *Nemertilites*-Bänder und -Schnüre ist bei den verschiedenen Anneliden und wurmförmigen Insektenlarven, deren es von den Wasserfliegen allein zirka 18.000 Arten gibt, meist eine sehr differierende.

Obige Erscheinungen müssen bei der Beurteilung der Frage, ob eine ursprüngliche Fährte oder ein Abguß derselben vorliegt, selbstredend ebenfalls berücksichtigt werden.

Für die Lösung des Peißenberger Problems sind im Gebiete der südbayrischen Molasse unter den mehrfachen Fundorten von fossilen Wellenfurchen neben dem durch die seltene Schönheit des Vorkommens ausgezeichneten bei Lechbruck noch zwei weitere in der Haushamer Mulde von Bedeutung, einerseits, weil dortselbst der Bergbaubetrieb die Lagerungsverhältnisse vollständig aufgeklärt hat, so daß über die letzteren ebenfalls keine Zweifel bestehen, anderseits, weil der eine Fundpunkt am normal gelagerten, der andere am überkippten Muldenflügel liegt und die Oberflächenerscheinung der typischen, regelmäßigen Wellenfurchen samt den Kriechspuren im ersteren Falle wieder auf der Oberseite der Gesteinsbänke, im letzteren jedoch tatsächlich auf der unteren Seite der überkippten Schichten zu sehen ist.

Hierzu gehören die am normalen Nordflügel der Haushamer Mulde bereits von Korschelt erwähnten fossilen Wellenfurchen im Bierhäuslsteinbruch, am rechten Leitzachufer, östlich von Miesbach [(14) S. 49], sowie ein am überkippten Südflügel genannter Mulde, oberhalb Wörnsmühle, am Rohnbache, einem Zufluß der Leitzach, im sogenannten Bergbachelgraben, ungefähr 1 *km* westlich von Trachental und 2 *km* südlich vom Bierhäuslsteinbruch gelegenes Vorkommen derselben.

An beiden Örtlichkeiten verflachen die Schichten mit zirka 50° nach Süd. Im Bergbachel haben die Ripplemarks eine Breite von 3—5 *cm* und zeigen das auf Taf. VIII [II], Fig. 1, im Schnitte *d* abgebildete, für das wirkliche Liegende charakteristische Profil — weil die Schichten überkippt sind — auf der oberen Seite der Sandstein-



bänke; dagegen auf ihrer unteren seinen Abguß mit den im Relief vorstehenden zugeschärften, das wahre Hangende kennzeichnenden Kanten.

Diese Tatsache ist gleichfalls ein wichtiger Beleg für die Richtigkeit der Annahme, daß die morphologische Beschaffenheit gewisser auf mechanischem Wege erzeugter Skulpturen, von denen bestimmte Reliefformen regelmäßig nur an der bei der Bildung oberen, andere ebenso regelmäßig nur auf der ursprünglich unteren Fläche der Gesteinsbänke vorkommen, zur Unterscheidung der wahren Hangend- und Liegendseite gefalteter Gebirgsschichten dienen kann.

Ein weiterer Beweis hierfür sind die im Bierhäuslsteinbruch auf der Oberseite der Gesteinsbänke sichtbaren, 7 *cm* breiten, nach Art des auf Taf. VIII [II], Fig. 1, im Schnitte *c* abgebildeten Profils geformten Wellenfurchen sowie endlich die an der unteren Fläche einer zirka 3 *cm* starken Sandsteinlage daselbst vorhandenen, deutlich ausgeprägten typischen Fließwülste, wie sie Fuchs als ein zuverlässiges Kriterium der Unterseite beschreibt [(21) S. 2—9].

Sie bilden sonderbare, wulstförmige, beiläufig an Gekröse- oder Gehirnwindungen erinnernde Runzeln, die nach den Beobachtungen des genannten Forschers an der Unterseite jeder breiartigen Masse erzeugt werden, wenn diese über einen weichen, sandigen oder lettigen Boden fließt, und können an flach abfallenden Küsten entstehen, wo Schlammassen durch eine ungewöhnlich tiefe Ebbe oder infolge von Unterströmungen ins Rutschen geraten.

Letztere sind eine häufige Erscheinung in den meisten stehenden Gewässern, treten in denselben durch die Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes auf, wenn sich Wasser am Strande anstaut oder Wellen daselbst reflektiert werden. Am Meere sind sie als Muhrsee, Widersee, Surf oder Sog bekannt [(25) S. 445], begleiten zuweilen auch die „Seiches“ bei starkem Wellengange in unseren Seen.

So wurden zum Beispiel am Chiemsee bei einem Weststurme im Jahre 1901 in einer Nacht durch eine starke Unterströmung dem Fischer in Chieming die Netze, entgegen der Windrichtung, mehrere Kilometer weit verschleppt [1]).

Um nach diesen Erörterungen über Wellenfurchen meine einschlägigen Beobachtungen aus dem Gebiete der südbayrischen Molasse nutzbringend für die Aufklärung der Peißenberger Lagerungsverhältnisse zu verwerten, dürfte es nunmehr genügen, hier darauf hinzuweisen, daß das auf Taf. VIII [II], Fig. 1, im Schnitte *c* abgebildete Profil eine photographische Reproduktion des Reliefs jenes zierlichen Systems fossiler, typischer Wellenfurchen ist, welches in der Grube Peißenberg auf der Oberseite einer zirka 1 *m* mächtigen Sandsteinbank im zweiten Tiefbaue beim Auffahren der östlichen Grundstrecke des achten Flözes bloßgelegt wurde und in der Ansicht auf Taf. VIII [II] in Fig. 4 dargestellt ist.

Die in Rede stehende Sandsteinschicht befindet sich zirka $^1/_2$ *m* unter dem Flöz Nr. 8, wird von einer geringmächtigen, weichen Schiefer-

[1]) Endrös, Seeschwankungen (Seiches) am Chiemsee. Traunstein 1903, S. 91 u. 92.

tonschicht überlagert, streicht von Ost nach West und verflächt unter 52⁰ nach Süd. Die Richtung, nach welcher die parallelen Wellenfurchen verlaufen, stimmt mit jener der Fallinie nahezu überein.

Nachdem die auffallende morphologische Eigentümlichkeit typischer Wellenfurchen überall konstant ist und in Peißenberg die zwischen den flachen Rinnen gelegenen, im Relief zugeschärften Kanten auf der Oberseite der Gesteinsbänke vorhanden sind, bildet das in den letzten Jahren in der Grube Peißenberg an mehreren Punkten bekannt gewordene Vorkommen von fossilen Wellenfurchen ebenfalls ein Argument für die von mir bereits im Jahre 1891 festgestellte normale Lagerung der Peißenberger Flöze.

Letztere läßt sich auch aus den auf der Unterseite der Sandsteinbänke, insbesondere im Tiefstollen häufig wahrnehmbaren Fließwülsten, sowie endlich aus den auf den fossilen Wellenfurchen in Peißenberg aufgefundenen mäandroiden Kriechspuren und sonstigen Fährten, deren Vorkommen übrigens dortselbst bisher ein ziemlich spärliches war, mit Sicherheit erkennen.

Da die Kriechspuren auf der Oberseite der Gesteinsbänke vertieft sind, vermag dadurch nun selbst der Laie die Frage des Obens und Untens der Peißenberger Flözlagerung bei einiger Aufmerksamkeit zu entscheiden.

Fig. 5 auf Taf. VIII [II] zeigt in $^1/_2$ natürlicher Größe die Oberseite einer Gesteinsbank mit typischen Wellenfurchen und vertieften, von kleinen wurmartigen Insektenlarven herrührenden fossilen Kriechspuren aus der Grube Peißenberg.

Fig. 6 auf Taf. VIII [II] stellt in $^1/_3$ natürlicher Größe die Oberseite einer Gesteinsbank mit typischen Wellenfurchen aus der Grube Peißenberg dar, auf welchen (rechts oben) eine größere Annelidenfährte mit vertieftem Bande und mit zwei seitlichen parallelen Wülsten (Fransenzonen), ferner (unterhalb) Trockenrisse und Abdrücke von Bivalvenschalen, endlich (über die ganze Fläche verteilt) feine, vertiefte Kriechspuren kleiner Insektenlarven zu sehen sind.

Das Original hiervon sowie schöne, große Platten fossiler Wellenfurchen von den früher erwähnten Fundpunkten befinden sich nunmehr in der geologischen Sammlung der kgl. Technischen Hochschule zu München.

Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peißenberges und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau hat zuerst 1904 Professor Dr. A. Rothpletz beschrieben [(35)].

In der Grube Peißenberg kennt man fossile Wellenfurchen schon seit 1897. Sie wurden dort keineswegs von mir zuerst beobachtet. Die Beschaffenheit der ersten Aufschlüsse war übrigens nicht eine derartige, daß man daraus mit voller Sicherheit auf die Ober- oder Unterseite der Bank hätte schließen können. Erst in letzterer Zeit wurden typische Wellenfurchen mit deutlichen Kriechspuren beim Bergwerksbetriebe in Peißenberg bloßgelegt.

Die Bedeutung dieser Erscheinungen wurde dortselbst jedoch jederzeit von den Bergwerksbeamten richtig beurteilt.



Als Rothpletz von diesem Vorkommen im Sommer 1904 erfuhr, ließ er sich Gesteinsproben von dem Aufschlusse bringen. Da man sich hierbei jedoch nicht an die Bergwerksverwaltung, sondern an einen Steigergehilfen wandte, wollte es der Zufall, daß Professor Rothpletz nur zwei minderwertige Platten erhielt, auf denen sich wohl Wellenfurchen, Trockenrisse und verschiedene andere Unebenheiten, aber keine Kriechspuren befinden.

Wie sich nachträglich herausstellte, stammten die Platten auch nicht von dem schönen Hauptaufschlusse der fossilen Wellenfurchen, welche auf der Oberseite einer etwa 1 *m* mächtigen Quarzsandsteinbank vorkommen und von weichem Schieferton überlagert werden, sondern von einem zirka 80 *m* östlicher gelegenen Punkte zwischen dem ersten und zweiten Querschlage der Grundstrecke auf Flöz Nr. 8 im zweiten Tiefbaue, woselbst sich im Hangenden und Liegenden der Wellenfurchen eine etwa zwei Finger starke Sandsteinschicht befindet[1]).

In Fachkreisen erregte es großes Aufsehen, als durch die „Münchner Neueste Nachrichten" in Nr. 540 vom 18. November 1904 auf Seite 4 der Rubrik „Königl. bayrische Akademie der Wissenschaften" nachstehende Mitteilung über die Sitzung der mathemathisch-physikalischen Klasse vom 5. November 1904 verbreitet wurde:

„Herr A. Rothpletz besprach die fossilen Wellenfurchen des Peißenberges und die auf ihnen sichtbaren Kriechspuren und Trockenrisse, durch die der sichere Nachweis geführt werden kann, daß die ältere Vermutung v. Gümbels zu Recht besteht und die Kohlenflöze in Peißenberg wirklich überkippt liegen, was zu wissen für den Bergbau von größter Wichtigkeit ist."

Hierauf erscheint jedoch in Nr. 573 desselben Blattes vom 8. Dezember 1904 auf Seite 4 folgender Artikel:

„Für die Beurteilung des Kohlenreichtums des bergärarialischen Grubenfeldes in Peißenberg, über welches die projektierte Verbindungsbahn Weilheim—Schongau geführt werden soll, ist die Entscheidung der Frage von Wesentlichkeit, ob die Kohlenflöze unter dem Ammertale fortsetzen oder nicht. Bei normaler Lagerung würde ersteres, dagegen bei überkippter Schichtenstellung, das heißt, wenn die Unterseite der Flöze oben wäre, letzteres zutreffen. Von kompetentester Seite geht uns in dieser Sache nachstehende Einsendung zu, der wir bei der Wichtigkeit der bestrittenen Frage das Wort nicht versagen dürfen. Der fachkundige Einsender schreibt: Da die Kriechspuren auf fossilen Wellenfurchen in Peißenberg Vertiefungen bilden, wovon sich jeder Fachmann dortselbst leicht überzeugen kann, weiß man genau, daß die Peißenberger Flöze nicht überkippt sind. Die gegenteilige Mitteilung, welche Professor Roth-

[1]) Letztere Tatsachen dürften Herrn Professor Rothpletz nicht bekannt geworden sein. Auch ich habe dieselben erst nach Monaten, nachdem ich die Platten in der geologischen Staatssammlung im alpinen Saale der alten Akademie in München gesehen hatte, feststellen können.

pletz in der Sitzung der kgl. Akademie der Wissenschaften vom 5. November 1904, ohne eine vorherige Ortsbesichtigung vorgenommen zu haben, machte, beruht auf einem Irrtum desselben."

Inzwischen war sein Vortrag im Verlage der kgl. Akademie erschienen und konnten die Ausführungen näher überprüft werden.

Schon aus dem Schlußsatze derselben geht hervor, daß sich Rothpletz seiner Sache nicht sicher war, denn er sagt:

„Will man jedoch in Zweifel ziehen, daß die Ergebnisse, zu welchen die Untersuchung solcher Wülste durch andere Forscher in anderen Ländern und anderen Formationen geführt haben, auch für die oberbayrische oligocäne Molasse zu gelten haben, so bleibt nur noch ein Mittel, um darüber Klarheit zu erlangen, und sobald Zeit und Wetter mir es gestatten, werde ich dieses Mitttel anwenden und wenn es zu einem brauchbaren Ergebnisse führt, darüber später Bericht erstatten. Es ist das der Vergleich der Peißenberger Wellenfurchen mit solchen aus anderen Teilen des Molassegebietes, wo über die normale Lagerung der Schichten keine Unsicherheit besteht. Vor 20 Jahren sah ich solche im Leitzachtale prachtvoll aufgeschlossen und wenn sie auch von Wulstbildungen begleitet sein sollten, so wird sich die Frage ganz sicher entscheiden lassen" [(35) S. 382].

Seither ist ein volles Jahr vergangen; aber weder von Rothpletz noch von irgendeiner anderen Seite ist eine Berichtigung seiner unzutreffenden Darstellungen erfolgt, durch welche ebenso wie durch die in den Geognostischen Jahresheften, München 1903, publizierten das ärarialische Peißenberger Grubenfeld in unbegründeter Weise mißkreditiert wird.

So habe ich mich denn aus eigener Initiative und insbesondere gestützt auf meine Beobachtungen in den anderen Teilen des Kohlenreviers jener Aufgabe unterzogen, zumal deren vollständige Lösung nur auf Grund der Faziesentwicklung der Molasse sowie einer genauen geologischen Kartierung möglich ist, weil sonst die Beziehung der oberen bunten Molasse zu den Promberger Schichten und, wie Wolff sehr richtig bemerkt [(23) S. 227], die normale Schichtenstellung am Peißenberg gegenüber jener bei Berg an der Feldesgrenze unverständlich bleiben würde.

Das von Rothpletz angezogene Vorkommen von fossilen Wellenfurchen im Leitzachtale ist das bereits von Korschelt in der Literatur erwähnte und von mir auf S. 339 näher beschriebene. Es zeigt gerade das Gegenteil von dem, was Rothpletz dort zu sehen hoffte: Bei normaler Schichtenstellung, welche durch den Haushamer Bergwerksbetrieb mit Sicherheit nachgewiesen ist, typische Wellenfurchen mit vertieften Kriechspuren auf der Oberseite und charakteristische Fließwülste auf der Unterseite der Gesteinsbänke.

Aus dem Vortrage des Herrn Prof. Rothpletz geht hervor, daß ihm für sein Thema das wertvollste Resultat der neueren Forschung, welches Fuchs 1895 über die morphologische Eigentümlichkeit fossiler Wellenfurchen in der Schweizer Oligocänmolasse feststellte, entgangen war. Darum hat Rothpletz auch der typischen, in die Augen springenden Form der Peißenberger Wellenfurchen, welche sich auf der Abbildung des Gipsabgusses seiner Platte un-

verkennbar ausgeprägt [(35) S. 383, Taf. II], keine Beachtung geschenkt, was offenbar nicht geschehen wäre, wenn er die im Kohlenrevier vorhandenen Vorkommen von fossilen Wellenfurchen vorher näher untersucht und von den Ergebnissen der Studien des Herrn Prof. Fuchs Kenntnis gehabt hätte, der zum Beispiel von einer interessanten, in der Tübinger Sammlung befindlichen Platte aus grauem, sandigem Jurakalkstein nachstehendes berichtet:

„Die Oberfläche dieser Platte war mit breiten, wohlausgebildeten Ripplemarks sowie mit dicken, wulstigen Cylindriten und körperlich erhaltenen, reich verästelten Fucoiden ähnlich dem *Chondrites Targioni* bedeckt. Wo die Fucoiden auf einen Cylindriten zu liegen kamen, schmiegten sie sich um denselben herum und erzeugten so eine Art Siphodendron.

Die Cylindriten sowohl wie die Fucoiden waren körperlich erhalten und traten im Relief aus der Platte hervor, so daß ich anfangs glaubte, die untere Fläche einer Bank vor mir zu haben. Eine nähere Betrachtung der Ripplemarks zeigte mir jedoch mit voller Sicherheit, daß es die obere Fläche war und dasselbe wurde auch durch die Stellung der Fucoiden bewiesen, welche wie Wurzeln in die Platte eindrangen“ [(21) S. 74].

Da Rothpletz vor seinem Vortrage keine Ortsbesichtigung vorgenommen hatte und von der irrigen Voraussetzung ausging, daß die unmittelbar über seinen Wellenfurchen gelegene Schicht, wie er selber anführt, „wahrscheinlich von mehr toniger Beschaffenheit war“ [(35) S. 377], sind auch die Folgerungen, die er aus den Trockenrissen ableitet, unzutreffend. Die letzteren stellen nicht, wie Rothpletz behauptet, den Sandabguß von einer darunter gelegenen zerklüfteten tonigen Schicht vor, wobei die Sandsteinplatte jünger als die Schichtenfläche der Wellenfurchen wäre [(35) S. 379], sondern die Trockenrisse und Wellenfurchen waren ursprünglich auf der Oberfläche des Sandschlammes vorhanden und wurden bei neuerlicher Überflutung mit dem gleichen Material ausgefüllt, wie die gleichartige Beschaffenheit des Hangenden und Liegenden der Wellenfurchen an jenem Fundpunkte zeigt, dem die Rothpletzschen Platten in Peißenberg entnommen wurden. (Siehe S. 341.)

Aber selbst bei verschiedener Beschaffenheit des Hangenden und Liegenden wäre das Vorkommen derartiger Sprünge auf den Schichtungsflächen, wie sie Rothpletz beschreibt, kein zuverlässiges Merkmal für die überkippte Stellung der Peißenberger Flöze, was aus folgender Erwägung hervorgeht.

Da sich auf der Unterseite der mit Wellenfurchen und Trockenrissen bedeckten Platten nicht selten Fließwülste vorfinden, ist es wohl denkbar, daß der unter der erhärteten Oberflächenkruste einstens vorhanden gewesene breiartige Schlammsand bei erneuter Überflutung, welche eine Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes der zähflüssigen Masse zur Folge haben konnte, stellenweise durch die klaffenden Trockenrisse und sonstigen Sprünge emporquoll und sie nicht nur mit dem gleichen Material von unten herauf erfüllte, sondern auch über ihnen auf der Oberfläche der typischen Wellenfurchen eigenartige Wülste bildete, die natürlich im Relief

aus den Platten hervortreten und bei dem Umstande, als die Trockenrisse oft vielfach verästelt sind, sogar eine gewisse Ähnlichkeit mit Abgüssen von baumförmig verzweigten Kriechspuren besitzen können.

Bei dem scheinbar so schwerwiegenden und bei einiger Sorgfalt mit Hilfe von Kriechspuren doch so leicht zu lösenden Peißenberger Problem, auf dessen Wichtigkeit Rothpletz wiederholt selber hinweist, muß es auffallen, daß er trotz der gründlichen Untersuchungen Nathorsts, auf die er sich ausdrücklich beruft [(35) S. 378], auch nicht eine einzige der auf seinen Platten angeblich vorhandenen Kriechspuren näher zu bezeichnen vermochte.

Vielleicht erblickte er in den augenscheinlich auf mechanischem Wege erzeugten erhöhten Skulpturen seiner Platten die von Nathorst beschriebenen Fährten von *Goniada maculata* [(6) Taf. VII, Fig. 1], welch letztere mit jenen Formen übereinstimmen, die Fuchs als verzweigte Vermiglyphen [(21) S. 23] bezeichnet und die allerdings für die Unterseite charakteristisch wären.

Aber schon der zwischen den Leitformen der Oberseite, beziehungsweise der Unterseite bestehende Antagonismus macht obige Annahme unmöglich.

Will man jedoch behaupten, daß man es bei jenen Skulpturen mit mehr als bloß zufälliger äußerer Ähnlichkeit mit baumförmig verzweigten Gängen zu tun habe, dann wäre deren Deutung eher als fucoidenförmige *Cylindrites* zulässig, die nach Fuchs bisweilen nur auf der Oberseite vorkommen [(21) S. 35, Taf. IV, Fig. 1].

Aus diesen Erörterungen über die von Rothpletz als Kriechspuren angesprochenen Fossilien erhellt, daß es sich in den letzteren um sehr problematische Formen handelt, die als ein Kennzeichen für die Unterseite der Bank absolut nicht gelten können, zumal neben ihnen auf den typischen Peißenberger Wellenfurchen tatsächlich deutliche, vertiefte Kriechspuren vorkommen. Von solchen Spuren sind einzelne auf der beiliegenden Taf. VIII [II] in Fig. 5 u. 6 abgebildet, während andere den von Nathorst beschriebenen Insektenlarven [(6) S. 18, Taf. X, Fig. 3] oder den von Fuchs ausführlich besprochenen Nemertilitenfährten mit ausgeprägten Fransenzonen gleichen [(21) S. 19, Taf. III, Fig. 3].

Diese vertieften Kriechspuren auf der Oberseite der Sandsteinbank mit den typischen Wellenfurchen wurden in der Grube Peißenberg von zahlreichen Fachleuten, unter anderen auch von Herrn Prof. Dr. K. Oebbeke sowie von Herrn Landesgeologen Dr. F. W. Pfaff besichtigt und als echte Kriechspuren erkannt.

Auch Herr Prof. Rothpletz hat sie daselbst nach seinem Vortrage gesehen und führt darüber wörtlich aus:

„Da sie aber gegenüber den kräftigen Wülsten und wulstförmigen Kriechspuren durchaus zurücktreten, so kann ich ihen eine entscheidende Bedeutung nicht beimessen“ [(35) S. 382].

Derartige Grundsätze bewähren sich nicht überall und sind auch für das Resultat der Untersuchungen des Herrn Prof. Rothpletz verhängnisvoll geworden, der, wie aus obigen Erörterungen erhellt, problematische Fossilien ohne Beweiskraft für echte Kriechspuren ansah und überdies trichter- oder muldenförmige Vertiefungen

auf der Platte, welche auf der Oberseite des Schlammsandes, unabhängig von den Wellenfurchen, durch aufsteigende Gasblasen entstehen, irrtümlich für kleine, von sandbewohnenden Wassertieren erzeugte Hügel hielt [(35) S. 379].

Die Entstehung derartiger trichterförmiger Vertiefungen durch aufsteigende Gasblasen konnte ich am Ufer des Chiemsees bei Feldwies bei Besichtigung der dortigen Wellenfurchen Ende August 1905 mit Herrn Prof Dr. K. Oebbeke und Herrn Privatdozenten Dr. M. Weber der kgl. Technischen Hochschule zu München an zahllosen Stellen in dem vielblättrigen Buche der ewig wahren Natur beobachten, die alle Irrtümer zur frohen Erkenntnis leitet.

VIII. Zusammenstellung der Ergebnisse.

Die Ergebnisse, zu welchen die vorangehenden Darlegungen führen, kann man in folgenden Sätzen zusammenfassen:

I. Die allgemeine Betrachtung über die Korrelation der Fazies lehrt:

a) daß ein und derselbe Schichtenkomplex infolge der Neigung der Unterlage und der Faziesverschiedenheit der bathymetrischen Zone total verändert werden kann und

b) daß die nämliche oder die abweichende Beschaffenheit der Dauergesteine nicht als ein zuverlässiges Merkmal für ihr gleiches oder verschiedenes Alter gelten darf, sondern nur ein Kriterium für die Unveränderlichkeit, beziehungsweise für den Wechsel der Bildungsumstände ist.

II. Für die Rekonstruktion der bathymetrischen Zonen der oligocänen Meeresbucht, in welcher die Ablagerung der Molasseschichten erfolgte, bieten die in den letzteren vorkommenden Dauerfossilien wertvolle Aufschlüsse. Die rezenten Mollusken und Foraminiferen mit bekanntem bathymetrischen Vorkommen, deren fossile Formen in der südbayrischen Oligocänmolasse gefunden wurden, sind in zwei Verzeichnissen übersichtlich zusammengestellt.

III. Auf Grund der vielfachen Analogien, welche sich zwischen den Molasseschichten und den Sedimenten der heutigen Meere in bezug auf die lithologische Beschaffenheit des Materials und seine organischen Einschlüsse trotz der stattgehabten Gebirgsfaltung ziemlich unverschleiert zu erkennen geben, läßt sich die südbayrische Oligocänmolasse in vier verschiedene, doch gleichaltrige und miteinander im heteropischen Verbande stehende Faziestypen gliedern. Hierher gehören:

A. Der oligocäne Tiefseeton, welcher insbesondere durch seine Fossilarmut und seinen Mangangehalt als eine Ablagerung der Tiefsee gekennzeichnet ist.

B. Die Cyprinenschichten oder die an marinen Petrefakten reichen Ablagerungen der Flachsee.



Beide Faziestypen bilden zusammen die untere Meeresmolasse und besitzen nicht mitteloligocänes, sondern wie die folgenden oberoligocänes Alter.

C. Die Cyrenenschichten, welche, wie namentlich durch das reichliche Vorkommen von limnischen und brackischen Seichtwasserbewohnern, Wellenfurchen mit Trockenrissen und sonstigen Stranderscheinungen erwiesen wird, am Rande eines teilweise ausgesüßten Ästuariums entstanden sind und den oberoligocänen, kohlenführenden Sotzkaschichten Österreichs entsprechen.

D. Die bunte Molasse. Infolge des Mangels an reduzierenden Substanzen behielt sie die lateritische Färbung der unter dem Einflusse eines subtropischen Klimas gebildeten oligocänen Verwitterungsprodukte bei. Die letzteren wurden in den nördlicheren, der tieferen Küstenzone angehörigen Beckenteilen ursprünglich als roter Kontinentalschamm, in den südlicheren, der seichten Küstenregion zuzurechnenden Gebieten jedoch in vielfacher Wechsellagerung mit fluviatilen Konglomeraten abgesetzt. Die unter solchen Verhältnissen im Bereiche des oberbayrischen Kohlenreviers entstandene bunte Molasse ist in der Hauptsache eine brackische Ablagerung der Flachsee. In der Schweiz dürfte die bunte Molasse auch noch anderen Faziesbezirken angehören.

IV. Fazielle Ähnlichkeit mit diesen Gesteinstypen zeigen bei namhafter Altersverschiedenheit auch ihre jüngeren isopischen Äquivalente, nämlich die Promberger Schichten, die oberen Cyrenenmergel und die obere bunte Molasse.

V. Außer obigen Dauergesteinen kommen in der südbayrischen Oligocänmolasse noch quarzige Leitschichten vor, die sich durch ihr eigenartiges Detritusmaterial von den übrigen Molasseschichten unterscheiden, über das ganze Kohlenrevier verbreitet und an bestimmte Horizonte gebunden sind. Hierzu zählen die Quarzkonglomerate der Bausteinzone und die Doppellage der Glassande.

VI. Die Cyrenenschichten bilden die kohlenführende und die übrigen Gesteinsarten die flözleere Fazies der südbayrischen Oligocänmolasse.

Die Schichtenfolge derselben ist vom Hangenden zum Liegenden nachstehende:

6. *a)* die **obere bunte Molasse** bei Peißenberg (mit vereinzelten, sehr feinkörnigen, linsenförmigen Konglomeratablagerungen); sie wird vertreten durch
   b) die **Promberger Schichten** bei Penzberg;
5. die **oberen Cyrenenschichten** mit den **Glassanden** und **der Gruppe der Miesbach-, Penzberg- und Peissenberger Flöze**;
4. *a)* die **Haushamer Flözgruppe im Osten** (mit kleinen linsenförmigen Konglomerateinlagerungen); sie wird vertreten durch
   b) die **untere bunte Molasse im Westen** (mit Konglomeratbänken im Gebiete der seichteren Küstenzone);

3. die **unteren Cyrenenschichten** mit der **Gruppe der Philipp-Kamerloher-Eschelsbacher- und Ammerleitenflöze** in der **Bausteinzone** (Hauptzug der Konglomerate);
2. die **Cyprinenschichten** (in seichteren Küstengebieten im Westen teilweise vertreten durch hunte Molasse mit Konglomeraten);
1. der **oligocäne Tiefseeton**.

VII. Durch die Korrelation der Fazies, welche den heteropischen Schichtenverband zwischen den Haushamer Cyrenenschichten und der unteren bunten Molasse erklärt, wird auch die zeitliche Äquivalenz der Promberger Schichten mit der oberen bunten Molasse verständlich.

VIII. Die Faziesentwicklung der Molasse, die Lagerungsverhältnisse der letzteren, die Verbreitung der quarzigen Leitschichten, welche eine Indentifizierung der Penzberg-Peißenberger Schichtcn gestatten, sowie das Vorkommen von typischen Wellenfurchen und vertieften Kriechspuren mit ausgeprägten Fransenzonen auf der Oberseite oder von Fließwülsten auf der Unterseite der Gesteinsbänke in der Grube Peißenberg und in genauer bekannten Gebieten des oberbayrischen Kohlenreviers ermöglichen dem Nachweis der normalen Lagerung der Peißenberger Flöze, die unter dem Ammertale in erreichbarer Teufe fortsetzen und dem dortigen Bergbau einen dauernden Betrieb sichern, zumal die Ausbeutung des ärarialischen Kohlenfeldes durch Ausnutzung der riesigen Wasserkraft der Ammer namhaft verbilligt werden kann.

IX. Für die Gümbelsche Hypothese, nach welcher der kohlenführende Schichtenkomplex in Peißenberg überkippt und das Ammertal flözleer wäre, fehlt der Nachweis jenes Luftsattels, auf den sich diese Annahme stützt.

X. Die von Rothpletz versuchte Gleichstellung der oberen und unteren bunten Molasse ist insbesondere aus stratigraphischen Gründen nicht zulässig und steht überdies mit den unter Punkt I angeführten Sätzen im Widerspruch. Was er auf den fossilen Wellenfurchen des Peißenberges für Kriechspuren hält, sind problematische Fossilien ohne Beweiskraft, und was er für kleine Sandhügel deutet, sind in Wirklichkeit Vertiefungen, welche auf der Oberfläche des Schlammsandes durch aufsteigende Gasblasen entstanden sind. Die für die Unterscheidung der Ober- und Unterseite einer Gesteinsbank wichtige morphologische Eigentümlichkeit der Wellenfurchen wurde von Rothpletz nicht beachtet. Auch seine Ausführungen über die Trockenrisse sind nicht zutreffend, da seine Gesteinsproben nicht dem charakteristischen Hauptaufschlusse der Wellenfurchen in der Grube Peißenberg entstammen, sondern einem benachbarten Fundpunkte entnommen wurden, wo die Hangend- und Liegendgesteine andere sind.

XI. Die in den Geognostischen Jahresheften, München 1903, enthaltenen Ausführungen Bärtlings über die Lagerung der Peißen-



berger Flöze beruhen auf irrigen Beobachtungen. Denn die Promberger Schichten kommen in Peißenberg nicht im Hangenden des oberen Glassandes zwischen der oberen bunten Molasse und den Cyrenenmergeln vor, sondern die Promberger Versteinerungen finden sich daselbst nur im Liegenden des oberen Sandes in einzelnen geringmächtigen marinen Zwischenlagen.

XII. Die in den Promberger Schichten häufig vorkommenden Petrefakten, welche v. Ammon für Cyprinen (*Cyprina rotundata Br.*) erklärt, sind nach den genauen Bestimmungen Wolffs Cyrenen (*Cyrena gigas Hofmann*).

Über die Ergebnisse weiterer Untersuchungen wird an anderer Stelle berichtet werden.

Literaturnachweise.

(1) 1792. Flurl: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. München.

(2) 1861. Gümbel: Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha.

(3) 1875. Weisbach: Lehrbuch der theoretischen Mechanik. Braunschweig.

(4) 1879. Bunte: Jahresberichte der Heizversuchsstation. München.

(5) 1881. Fischer, P.: Manuel de Conchyliologie ou histoire naturelle des mollusques vivants et fossiles. Paris.

(6) 1881. Nathorst: K. Svenska Vetens. Akademins Handlingar. Bd. XVIII. Stockholm.

(7) 1885. Zittel: Handbuch der Paläontologie. I. Abt. Bd. II. München-Leipzig.

(8) 1887. Kerner v. Marilaun: Pflanzenleben. Bd. I. Leipzig.

(9) 1887. Neumayr: Erdgeschichte. Bd. I. Leipzig.

(10) 1887. Neumayr: Erdgeschichte. Bd. II. Leipzig.

(11) 1888. v. Gümbel: Geologie von Bayern. Bd. I. Kassel.

(12) 1889. Bornemann: Über den Buntsandstein in Deutschland und seine Bedeutung für die Trias nebst Untersuchungen über Sand- und Sandsteinbildungen im allgemeinen. Jena.

(13) 1889. Teller, F.: Zur Kenntnis der Tertiärablagerungen des Gebietes von Neuhaus bei Cilli in Südsteiermark. Separatabdruck der Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Nr. 12. Wien.

(14) 1890. Korschelt: Die Haushamer Mulde östlich der Leitzach bei Miesbach. Geognostische Jahreshefte. Bd. III, S. 44. München.

(15) 1892. Forel, F.: Le Léman. Monographie Limnologique. T. I. Lausanne.

(16) 1893. Stuchlik: Geologische Skizze des oberbayrischen Kohlenreviers. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Nr. 30, S. 380. Wien.

(17) 1893. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie. Bd. I. Leipzig.

(18) 1893. Walther: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse. Jena 1893/94.



(19) 1894. v. Gümbel: Geologie von Bayern. Bd. II. Kassel.

(20) 1895. Forel, F.: Le Léman. Monographie Limnologique. T. II. Lausanne.

(21) 1895. Fuchs: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Wien.

(22) 1896. Keilhack: Lehrbuch der praktischen Geologie. Stuttgart.

(23) 1897. Wolff: Die Fauna der südbayrischen Oligocänmolasse. Palaeontographica. Bd. XLIII, S. 223. München.

(24) 1898. Hertle: Das oberbayrische Kohlenvorkommen und seine Ausbeute. Glückauf. Essen.

(25) 1899. Günther: Handbuch der Geophysik. Bd. 2. Stuttgart.

(26) 1899. Weithofer: Zur Kenntnis der oberen Horizonte der oligocänen Brackwassermolasse Oberbayerns und deren Beziehungen zur miocänen (oberen) Meeresmolasse im Gebiet zwischen Inn und Lech. Separatabdruck aus den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Nr. 10, S. 269. Wien.

(27) 1900. v. Ammon: Über das Vorkommen von Steinschrauben (*Daemonhelix*) in der oligocänen Molasse Oberbayerns. Geognostische Jahreshefte. Bd. XIII, S. 55. München.

(28) 1900. Walther: Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin.

(29) 1901. Penck und Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.

(30) 1902. Darwin: Ebbe und Flut sowie verwandte Erscheinungen im Sonnensystem. Leipzig.

(31) 1902. Weithofer: Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Separatabdruck aus dem Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. LII, Heft 1, S. 39. Wien.

(32) 1902. Liebus: Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayrischen Molasse. Separatabdruck aus dem Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. LII, Heft 1, S. 71. Wien.

(33) 1903. Bärtling: Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohen Peißenberges und seiner Umgebung. Geognostische Jahreshefte Bd. XVI. München.

(34) 1904. Forel, F.: Le Léman. Monographie Limnologique. T. III. Lausanne.

(35) 1904. Rothpletz: Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peißenberges und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau. Separatabdruck aus den Sitzungsber. der math.-phys. Klasse der kgl. bayr. Akademie der Wissenschaften. Bd. XXXIV, Heft III. München.

Inhaltsverzeichnis.

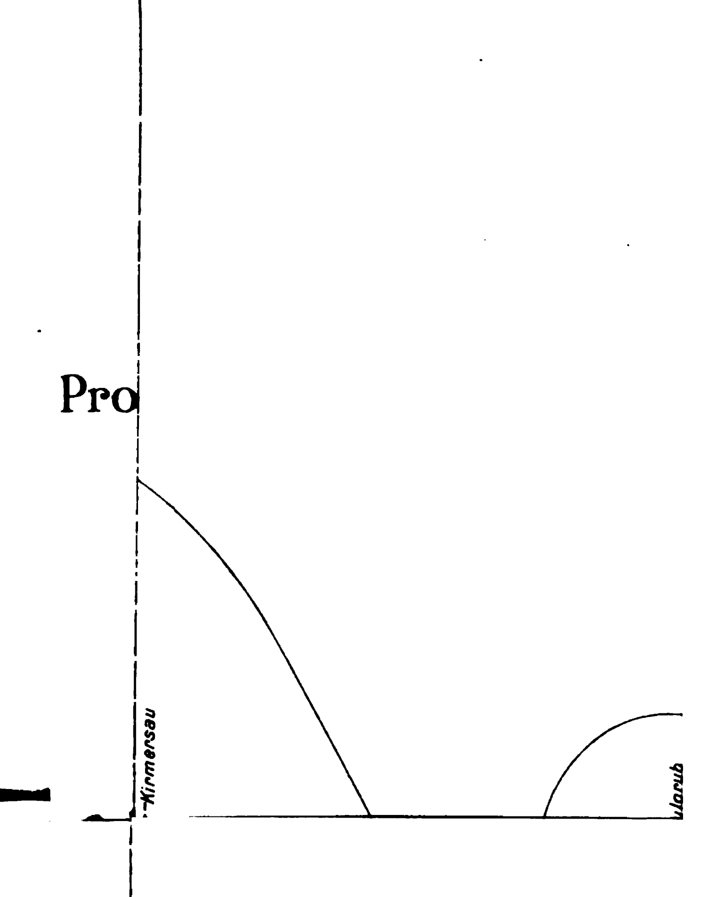

Pro
Kirmersau

Fig. 4.

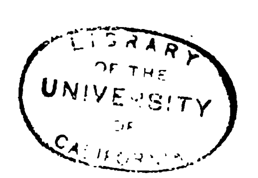


Fig. 5.



Fig. 6.





Über die Foraminiferenfauna der Tertiärschichten von Biarritz.

Von Dr. Adalbert Liebus.

Mit einer Tafel (Nr. IX) und 8 Zinkotypien im Text.

Das Material zur vorliegenden Untersuchung wurde in den Schichten des Steilabfalles der „Côte des Basques" bei Biarritz von E. Halkyard Esq. (Knutsford, Cheshire) gesammelt. Die in Tafel IX reproduzierte Photographie zeigt durch die beigefügten Zahlen die Örtlichkeiten, woher die Proben stammen, an. Es lagen im ganzen vier Proben mit folgenden Bezeichnungen vor:

1. Blue Marl. Côte des Basques, Biarritz. Collected from half way up the cliff behind the Bathing Establishment.
2. Blue Marl. Côte des Basques, Biarritz. Material collected from sandy and shelly veins and pockets in beds atend of the Seawall and road.
3. Blue Marl. Côte des Basques, Biarritz. Collected from base of cliff below the Villa Notre Dame.
4. Biot Marl (Pliocene). From pit near village of Les Termes, which is about 5 miles west of Cannes on the main road to Frejus and Toulon.

Die Proben 1—3 sind stofflich, faunistisch und bezüglich des Erhaltungszustandes der Fossilien gleichartig, bestehen aus einem weichen, blaugrauen Mergel, während in Probe 4 augenscheinlich zwei verschiedenaltrige Horizonte vertreten sind. Einerseits ist nämlich mit Nr. 4 ein grauer Kalk mit vielen Nummuliten bezeichnet, anderseits ein dunkelgrauer, glimmerreicher Mergel ohne Nummuliten, mit einer Foraminiferenfauna, die entschieden jünger ist als die der Proben 1—3. Das örtliche Zusammenvorkommen dieser beiden Horizonte findet wohl seine Erklärung darin, daß die Kalke klippenartig über die jüngeren dunklen Mergel hinausragten.

Die Nummuliten und Orbitoiden der Proben hatte Herr Dr. P. Prever, die in den Proben befindlichen Mollusken Herr Dr. P. Oppenheim zu bestimmen die Freundlichkeit gehabt. Für diesen Dienst sei den beiden Herren der wärmste Dank ausgesprochen. Gleichzeitig erlaube ich mir an dieser Stelle Herrn Hofrat Professor Dr. Laube für die Benützung der paläontologischen Institutsbibliothek der Prager Universität sowie der Arbeitsräume meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Dr. Prever bestimmte die eingesandten Fossilien folgend:

Orthophragmina sella d'Arch.
„ *Pratti Michelin*
„ *discus Rüt.*
„ *nummulitica Gümb.*
„ *varians Kaufm.*
„ *scalaris Schlumb.*
„ *dispansa Sow.*
„ *Archiaci Schlumb.*
Nummulites (Paronaea) mammilla Ficht. et Moll.
„ „ *crispa Ficht. et Moll.*
„ „ *contorta Desh.* Typus, Jugendf. und Var.
„ „ *Ramondi d'Arch.*
„ „ *subramondi de la H.*
„ „ *Heberti d'Arch.*
„ „ *variolaria Lmk.*
„ „ *Guettardi d'Arch.*
Assilina subformai Prev. var. franca

De la Harpe kennt von der Côte des Basques von Biarritz nur drei Nummuliten (*N. contorta Desh.*, *variolaria Lmk.* und *striata d'Orb.*), alle übrigen sind für diese Örtlichkeit neu.

Daß Prever *N. striata d'Orb.*, die megalosphärische Begleitform von *N. contorta Desh.*, nicht vorfand, dürfte nach einer privaten Mitteilung desselben an der Spärlichkeit des Materials liegen. Von *Orthophragmina* sind für die Côte des Basques neu: *O. Archiaci Schlumb.*, *scalaris Schlumb.*, *varians Kaufm.*, *discus Rüt.*

N. Guettardi d'Arch. würde auf die fünfte, *N. contorta Desh.* auf die sechste Nummulitenzone [1]) Prevers hinweisen, also auf unteres und mittleres Bartonien.

Die Orbitoiden sind im allgemeinen weniger bezeichnend, doch lassen sie sich damit in Einklang bringen.

Von den Mollusken sind *Metula biarritzensis* und *Cytherea vasconum* nach einer privaten Mitteilung von Dr. Oppenheim neue Arten und es werden dieselben demnächst von ihm zur Beschreibung gelangen. Die übrigen zwei sind *Cerithium cinctum Lk.* und *Solarium Pomeli A. Renault.*

Nach Oppenheim [2]) sind trotz der vielfach einander widersprechenden Ansichten über die Stellung der Schichten der Côte des Basques alle Meinungen in drei Punkten einig:

1. Das Gebiet ist von vielen streichenden Verwerfungen durchsetzt und gefaltet, so daß die Mächtigkeit verringert wird.

2. Die Mergel von Biarritz liegen über harten, gelbgrauen Kalken mit *N. perforatus,* sind also jünger als der mitteleocäne Hauptnummulitenhorizont.

---

[1]) Prever. Considerazioni sullo studio delle nummuliti. Bollettino della Soc. geolog. Ital. Vol. XXII (1903), Fasc. III, pag. 473.

[2]) Die Schichten von Priabona und ihre Fauna. Palaeontogr. Neue Folge. Bd. 23.

3. Die blauen Mergel der Côte des Basques gehen durch gelbe Mergel mit *N. intermedius* und *Euspat. ornatus* ganz allmählich in die schwarzen Sedimente am Leuchtturm und an der Chambre d'amour über, welche durch ihre Fauna als Äquivalent der Horizonte von Sangonini und Laverda gekennzeichnet sind.

Die blauen Mergel sind, wie Oppenheim weiter ausführt, für jünger als Bartonien, also als Priabonien [1]) anzusehen.

Jedenfalls sind die blauen Mergel (mit *Serpula spirulaea*) bei Oppenheim identisch mit den Proben 1—3, von denen besonders Probe 2 *Serpula spirulaea* recht häufig enthält.

Die dunklen Mergel der Probe 4 sind entschieden weit jünger als Oligocän. Viele Formen derselben sahen wie rezent aus. Keinesfalls sind sie identisch mit den schwarzen Mergeln, die nach Oppenheim dem Horizont von Sangonini angehören.

In der folgenden Beschreibung der Foraminiferen sind nur diejenigen Formen eingehender behandelt, die paläontologisch wichtig sind, die übrigen sind kurz angeführt.

Lagena Walk.

Die Lageniden kommen in den Proben nur vereinzelt vor. *Lagena apiculata Rss.*, *L. sulcata Walk. et Jac.*, *L. costata Will.*, *L. Orbignyana Sequ.*, *L. marginata Walk. et Boys.* sind wenig veränderlich. Bei *L. hexagona Will.* sind die Polygone der Gehäuseoberfläche auffallend klein, so daß einige Ähnlichkeit mit *L. favosa Rss.* entsteht. Dieses Merkmal tritt aber auch bei *L. Mariae Karr.* auf, die nach Brady zu *L. hexagona Will.* zu ziehen ist.

Ramulina.

Ramulina laevis Jon.

Nodosaria Lam.

Diese Familie ist in allen drei Schlämmproben sowohl arten- als auch individuenreich vertreten. Es kommen *Nodosaria Ewaldii Rss.*, *N. Beyrichii Neug.*, *N. lateiugata Gümb.*, *N. acuminata Hantk.*, *N. venusta Rss.*, *N. annulata Rss.*, *Dentalina Adolphina d'Orb.*, *D. consobrina d'Orb.* mit *var. emaciata Rss.*, *D. Verneuili d'Orb.*, *D. soluta Rss.*, *D. inornata d'Orb.*, *D. acuta d'Orb.*, *D. communis d'Orb.*, *D. pygmaea Neug.*, *Glandulina laevigata d'Orb.* in den beiden Ausbildungen *elliptica Rss.* und *inflata Born.*, *Glandulina discreta Rss.* (= *aequalis Rss.*) ganz in den typischen Formen, wenn auch oft nur in Bruchstücken vor. *N. bacillum Defr.* steht der *var. minor Hantk.* sehr nahe. Es dürfte sich wohl auch *N. bacilloides Hantk.* ohne Zwang mit derselben vereinigen lassen, wenn

---

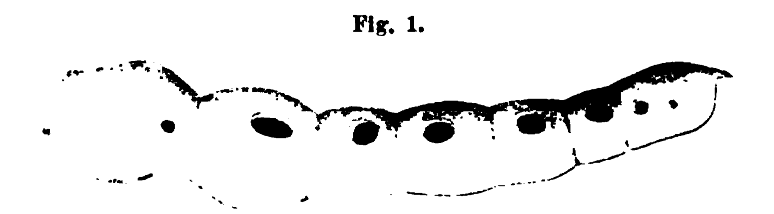
[1]) Die Schichtenfolge bei Priabona ist nach Oppenheim folgende:

Horizont von Laverda, Sangonini.
Bryozoënmergel (Brendola).
Kalke und Mergel (*N. Fichteli*, *intermedius*, Orbitoiden).
Brackwasserschichten (*Granella*, *Grancona*).

auch die Anzahl der Rippen bei letzterer nur sieben beträgt. Vielleicht ist *D. inflata Rss.* (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1855, pag. 263, Taf. VIII, Fig. 2) mit sechs bis neun Rippen mit *D. bacilloides Hantk.* identisch.

Bei einigen Exemplaren von *D. pauperata d'Orb.* (Fig. 1) ist jede Kammer von einer runden oder ovalen, regelmäßig begrenzten, scharfrandigen Öffnung durchbohrt. Da diese Durchbohrung in allen Kammern ziemlich regelmäßig vorkommt, läge der Schluß nahe, daß eine jede Kammer noch eine besondere Ausfuhröffnung habe, daß also die vorliegenden Formen generisch von *Dentalina* zu trennen wären. Diese Erscheinung zeigen aber auch einige Cristellarien in derselben Probe, so daß es wahrscheinlicher ist, daß diese Öffnungen von Parasiten (Spongien?) herrühren.

Fig. 1.



Gewisse Individuen von *D. elegans d'Orb.* ähneln wieder dadurch, daß ihr Anfangsteil wegen der seichten Nähte zylindrisch erscheint, der vorigen — eine Ähnlichkeit, die auch schon d'Orbigny bei seinen Formen aus dem Wiener Becken aufgefallen ist, doch ist *D. elegans d'Orb.* stets schlank und hat mehr Kammern als die gedrungene, meist achtkammerige *D. pauperata d'Orb.* Bei einer der vorliegenden *D. elegans d'Orb.* ist die Spitze der ersten Kammer vom Grunde aus in mehrere Teile geteilt.

Eine *Dentalina*, die sich nur in einem Bruchstücke vorfand, bezeichne ich mit *cf. tenuicollis Rss.* wegen der Ähnlichkeit ihres Anfangsteiles mit dem der Reußschen Form. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1855, pag. 267, Taf. VIII, Fig. 11.)

Marginulina d'Orb.

Der häufigste Vertreter dieser Familie ist *M. Behmi Rss.*; *M. subbulata Hantk.*, *M. pediformis Born.* und *M. splendens Hantk.*[1]) werden von Brady als Synonyma von *M. glabra d'Orb.* bezeichnet, doch führe ich sie als Vertreter dieser drei Ausbildungsformen hier getrennt an. Außer ihnen kommt *M. glabra d'Orb.* auch in der gewöhnlichen gedrungenen Form vor. *M. vaginella Rss.*, im ganzen in drei Exemplaren, den gestreckten Gehäuseteil seitlich zusammengedrückt, Endkammer mit einer Mündungsröhre, unterscheidet sich von der Reußschen

[1]) Bezüglich dieser Form vgl.: Autor. Über die Foraminiferen des Bryozoenhorizonts von Priabona. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1901, Bd. I., pag. 124 *M. indifferens Hantk.*

Form (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1851, Taf. VIII, pag. 2) nur durch das Fehlen der zwei Rippen am Anfangsteile. *M. recta Hantk.* in einem drei- und einem vierkammerigen Exemplar.

Vaginulina d'Orb.

Das Vorkommen dieser Gattung ist auf das Auftreten eines unvollständigen Exemplars, wahrscheinlich von *V. badenensis d'Orb.* gegründet.

Cristellaria Lam.

Ziemlich häufig und bezüglich des Randsaumes variabel tritt *Cr. rotulata Lam. var. cultrata Montf.* meist in großen Exemplaren auf. *Cr. gladius Phil.* in langgestreckten Formen, an den Kammernähten mit Rippen versehen, die oft in einzelne Knotenstücke zerfallen. Durch diese Eigenschaft werden sie der *Cr. fragaria Gümb.* ähnlich, die aber Knoten über die ganze Gehäuseoberfläche zerstreut hat. Nach Brady sind beide Formen identisch mit *Cr. Wetherelli Jones. Cr. fragaria Gümb.* scheint an und für sich sehr variabel zu sein; außer Formen mit bedeutendem Randsaum [1]) kommen auch solche ohne denselben vor und Formen, die nur im älteren Teile Knoten besitzen, deren jüngste Kammern aber ganz glatt sind. *Cr. gladius var. arcuata Phil.* übereinstimmend mit den Formen des Oberoligocäns. (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. L. I. Abt. 1864.) Einige *Cr. arcuatostriata Hantk.* zeigen jene obenerwähnten (bei *D. pauperata*) Durchbohrungen. Außerdem *Cr. arcuata d'Orb.* (= *tripleura Rss.*), *Cr. Karreri Rzeh.* und *Cr. crepidula Ficht.* und *Moll.* (= *cymboides d'Orb.*).

Spiroplecta Ehrenberg.

Von *Sp. concava Karr.* konnte an einigen Stücken ganz deutlich der spirale Anfangsteil nachgewiesen werden. *Sp. pectinata Rss. sp.* (= *Text. pectinata Rss.* = *Text. deperdita d'Orb.*), bei Hantken als

Fig. 2.



Vulvulina angeführt, gehört zweifellos hierher. Mehrere vollständige Stücke zeigen die Einrollung der älteren Kammern. Eine Eigentümlichkeit dieser Form ist die ungleiche Ausbildung der Mündung.

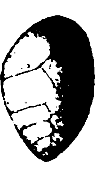
[1]) Schubert. Lotos 1900, pag. 86.

Während diese bei einigen Stücken quer zu den Flachseiten gestellt ist, kann man bei anderen im Zweifel sein, ob man sie eine *Textularia*-Mündung oder bereits einen Bolivinenschlitz nennen soll; der Längen- und Breitendurchmesser sind gleich und endlich gibt es Formen mit einer schmalen, parallel zu den Flachseiten gestellten Mündung. Deswegen habe ich auch bei der Bearbeitung des Priabonamaterials (Neues Jahrb. für Min., Geol. und Pal. 1901, Bd. I) die Formen für Bolivinen gehalten, da mir nur Exemplare mit schlitzförmiger Mündung mit schlecht erhaltenem Anfangsteil vorlagen. Bemerkenswert ist auch die Anwesenheit von *Text. folium* (Fig. 2) einer Form, die bisher nur von Schubert (Beitr. zur Pal. u. Geol. von Österr.-Ungarn, Bd. XIV, pag. 10) im Oligocän, sonst bloß rezent gefunden wurde; in einem einzigen schön erhaltenen Exemplar fand sich *Sp. brevis Grzyb.*, *Sp. carinata d'Orb.* in allen Proben recht häufig.

Bolivina d'Orb.

Am häufigsten *B. nobilis Hantk.*, *B. Beyrichii Rss.*; selten die *var. alata Sequ.* *Bol. Vaceki Schub.* zeigt die Streifung der Oberfläche nur dort deutlich, wo dieselbe die hyalinen Kammerscheidewände kreuzt. *B. reticulata Hantk.* hat die jüngsten Kammern frei von der

Fig. 3.



netzartigen Skulptur. Selten *B. elongata Hantk.*, zweifelhaft *B. semistriata Hantk.* Mit dem Namen *Grammostomum dilatatum Rss.* (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. 1851, pag. 162, Taf. VIII, Fig. 8) bezeichnet

Fig. 4.



Fig. 4*a*.



Fig. 4*b*.

Reuß eine Form, die er in den späteren Angaben über *Bolivina dilatata* ebensowenig wie Brady unter den Synonymen derselben anführt. Sie unterscheidet sich auch von der langgestreckten, mehr schlanken *B. dilatata Rss.* ziemlich bedeutend. In den vorliegenden

Proben fand sich eine *Bolivina*, die vollständig mit jener Form übereinstimmt. Nachdem nun der Name *B. dilatata Rss.* bereits anderweitig vergeben ist und die vorliegende sich nicht mit derselben vereinigen läßt, ist wohl eine Namensänderung notwendig. Ich schlage für diese Form (Fig. 3) den Namen *B. lata* vor. Unter den Bolivinen fand sich aber noch eine merkwürdige Form (Fig. 4 *a, b*). Dem ganzen Äußeren nach stimmt sie mit *Plecanium* (*Textularia*) *rugosum Rss.* überein. Jede Kammer besitzt an der Breitseite, nahe der Flächenmitte, einen kleinen, aber deutlichen Vorsprung, der bei keiner anderen Form zu finden ist. Nun besitzt *P. rugosum Rss.* nach den Angaben von Reuß (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., II. Kl., 1869, Bd. LIX, Sep.-Abdr. pag. 8, Taf. I, Fig. 3) eine quere Mündung, unser Exemplar dagegen einen Bolivinenschlitz. Es wäre zu bedenken, ob wir es hier nicht mit einer ähnlichen variablen Mündung zu tun haben wie bei *Spiroplecta pectinata Rss. sp.* (siehe diese).

Plectofrondicularia Lieb.

Nur *P. striata Hantk. sp.* Bei einem der Exemplare waren die Längsrippen nicht alle gleichartig, sondern zwei derselben ragten mehr hervor, so daß das Gehäuse ein kantiges Aussehen erhielt. Die übrigen Stücke sind denen aus der unteren marinen Molasse von Oberbayern gleich [1]), auch hier fehlen die letzten Kammern mit der Mündung vollständig.

Cassidulina d'Orb.

C. calabra Sequ. durch den regelmäßigen, beinahe monosymmetrischen Aufbau von der ähnlichen *C. oblonga Rss.*, die wohl mit *C. globosa Hantk.* identisch sein dürfte, verschieden. Wie die neben-

Fig. 5.



stehende Abbildung (Fig. 5) zeigt, führen auch gewisse Formen von *C. oblonga Rss.* zu *C. subglobosa Brady* hinüber.

[1]) Autor im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 76 f.

Bulimina d'Orb.

B. Buchiana d'Orb., *inflata Sequ.* und *truncana Gümb.* recht häufig, seltener *B. pupoides d'Orb.* und *B. pyrula d'Orb.*

Ataxophragmium Rss.

A. laceratum Schwag. (Fig. 6), eine grobagglutinierte Form, die in allen Proben häufig genug vorkommt. Die Kammern sind nach Art einer *Bulimina* angeordnet, die Nähte bei den meisten von außen

Fig. 6.



Fig. 6 *a*.



Fig. 6 *b*.



Fig. 6 *c*.

unsichtbar. Bei einigen kann überhaupt erst durch Anschleifen die Kammerung nachgewiesen werden. Die Endkammer ist großkugelig aufgeblasen und trägt die lange schlitzförmige, schief herabgezogene Mündung.

Polymorphina Will.

Mehr arten- als individuenreich. Die Proben ließen *P. dilatata d'Orb.*, *P. gibba d'Orb.* in einem Falle mit fistuloser Mündung, *P. rugosa d'Orb.*, *P. communis d'Orb.*, *P. problema d'Orb.*, *P. minima Born* (0·3 *mm*), *P. lanceolata Rss.*, *P. oblonga d'Orb.* erkennen.

Frondicularia Defr.?

Zwei kleine Bruchstücke, die ebensogut einer *Flabellina* angehören können.

Virgulina d'Orb.

Ganz allgemein *Virgulina Schreibersii Czjž.*

Uvigerina d'Orb.

Einige Stücke von *U. pygmaea d'Orb.* kommen durch die stärkere Entwicklung gewisser Rippen der *U. Schwageri Brady* nahe. In der zweiten Probe wieder sind einige Exemplare nur im älteren Teile berippt, wie *U. semistriata d'Orb.* Auch hier ist *U. angulosa Will.* in

zweifacher Ausbildung wie bei Priabona vorhanden. Bei den längeren Stücken gehen die Kiele über das ganze Gehäuse, die gedrungenen besitzen nur im jüngeren Teile die Kiele deutlich, im älteren dagegen sind sie verwischt.

U. farinosa Hantk, selten.

Verneuillina d'Orb.

Nur *Verneuillina cognata Rss.*

Gaudryina d'Orb.

Bei den meisten Vertretern von *G. siphonella Rss.*, die sehr häufig vorkommt, ist die Mündungsröhre ganz kurz oder sie fehlt vollständig (*var. asiphonia Andr.*). *G. pupoides d'Orb. var chilostoma Rss.* selten.

Clavulina d'Orb.

Einige Stücke von *Cl. budensis Hantk. sp.* sind breit und kurz, nicht so länglich und schlank wie bei Hantken. Sie ähneln sehr den kleinen Exemplaren von *Cl. Szabói Hantk.*, von denen sie nur die feinkieselige Beschaffenheit ihres Gehäuses und ihre Größe unterscheidet. In der dritten Probe fand sich auch ein Bruchstück von *Cl. Szabói Hantk.* vor. Die Kammeranordnung, die Form und die Größe läßt über die Identität keinen Zweifel zu. Auch hier scheint wie bei Priabona *Cl. Szabói Hantk.* wesentlich seltener zu sein als *Cl. budensis Hantk. sp.*

Tritaxia Rss.

Tritaxia lepida Brady (= *T. ovata Terqu.*) (Fig. 7) hyalin, die Öffnung auf einer von gewulsteten Rändern begrenzten Röhre. Oft sind die Nähte sehr vertieft und von den umliegenden Kammerteilen

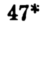
Fig. 7.



überwulstet. Die meisten Stücke gleichen den rezenten Exemplaren Millets. (Millet: Report on the rec. Foram. of the Malay Archipel, coll. by A. Durand. Journ. R. Micr. Soc. 1900, pag. 12, Pl. I. Fig. 15.)

Ammodiscus Rss.

Ammodiscus polygyrus.





Cornuspira Schultze.

Cornuspira oligogyra Hantk.

Discorbina Park. et Jon.

Bei *D. eximia Hantk.* ist die Nabelseite hoch gewölbt, infolgedessen die zentrale Vertiefung mit steilen Rändern versehen. Spiralseite ganz flach. Eine *Discorbina* mit unsichtbarer Mündung mit nur durch einspringende Winkel des Umfanges angedeuteten Nähten stelle ich wegen der sonstigen Ähnlichkeit zu *D. pusilla Uhl.* Sonst noch *D. villardeboana d'Orb.*, *D. orbicularis Terqu.* und *D. bertheloti d'Orb.*

Truncatulina d'Orb.

Tr. Haindingeri d'Orb. (= *Tr. propingua Rss.*) in großen Exemplaren sehr variabel bezüglich der Wölbung der Spiral- und Nabelseite. *Tr. grosserugosa Gümb.* meist auf der einen Seite vollständig flach. Bei *Tr. budensis Hantk.* ist das Gehäuse etwas höher als bei den Formen Hantkens. Außerdem noch häufig *Tr. pygmaea Hantk.*, *Tr. Dutemplei d'Orb.*, *Tr. lobatula Walk. et Jac.*, selten *Tr. praecincta Karr.*, *Tr. compressa Hantk.*, *Tr. Ungeriana d'Orb.*, *Tr. Weinkauffi Rss.* und *Tr. reticulata Czjž.*

Planorbulina mediterranensis d'Orb. grob perforiert, eine Seite ausgehöhlt.

Pulvinulina Will.

P. bimammata Gümb. Nur in Probe 2 aber hier recht häufig, entsprechen vollkommen den Exemplaren von Vola lužanska[1]).

P. Schreibersii d'Orb., *P. crassa d'Orb.*, *Hauerii d'Orb.* Die von Brady behauptete Indentität der letzteren mit der viel kleineren länglichen *P. budensis Hantk.* dürfte wohl kaum vollständig aufrecht zu erhalten sein, höchstens wäre diese als Varietät derselben anzusehen.

Rotalia Lam.

R. lithothamnica Uhlig tritt in allen Proben auf, ist aber variabel. Die Mehrzahl derselben hat in der Mitte der hoch erhabenen Nabelseite eine von den Kammern des letzten Umganges durch eine Furche getrennte knopfartige Erhöhung, bei anderen wieder ist statt derselben eine Anzahl von kleinen Knoten. Die Spiralseite hat bei allen Formen die Kammernähte mit Leisten besetzt. Bei den wenigsten Exemplaren sind die Kammern direkt ohne Glyzerinaufhellung wahrnehmbar, wegen der eigentümlichen Schalenbeschaffenheit, durch die sich alle diese Formen sofort von allen übrigen Foraminiferen in der Probe abheben. Die Schalen sind sämtlich matt weiß, undurchsichtig etwa so wie korrodierte Miliolidengehäuse. Ich vermute, daß die Stücke, die ich bei der Bearbeitung des Priabonamaterials auf Grund der

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856, XXXVI, pag. 195, Fig. 6, Taf. V, Fig. 9—11.

vorgelegenen schlecht erhaltenen Stücke zu *Disc. disca Hantk.* gestellt habe, ebenfalls hierher gehören. Nicht zu verkennen ist außerdem eine Verwandtschaft mit *R. papillosa Brady.*

R. Soldanii d'Orb. ganz allgemein.

Pullenia Park. et Jon.

Pullenia compressiuscula Rss. (= *quinqueloba Rss.*).

Globigerina d'Orb.

Gl. bulloides d'Orb. mit der *var. triloba Rss.*, seltener *Gl. Linneana d'Orb.*

Pseudotextularia Rzeh.

Ps. globulosa Ehrbg. Die Oberfläche mit unregelmäßigen Punktreihen geziert.

Nonionina d'Orb.

N. punctata d'Orb. (= *granosa d'Orb.*), *N. umbilicatula Mont.*, *N. communis d'Orb.*, *N. turgida Will.* Sämtlich ziemlich selten.

Operculina d'Orb.

Op. complanata Defr. var. granulosa Leym.

Amphistegina d'Orb.

Die meisten Stücke von *A. nummularia Rss.* gleichen, vollständig der Form Reuß' (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. XVIII, pag. 238, Taf. IV, Fig. 46), andere wieder, besonders die kleineren, der *Nummulina radiata d'Orb.*, von der Reuß bereits behauptet, daß sie keine *Nummulina*, sondern zu *Amphistegina* zu zählen sei. An dem Dünnschliffe sieht man auch deutlich das Fehlen des Kanalsystems.

Karreria Rzeh.

Karreria lithothamnica Uhl. (Fig. 8). Die Kammern sämtlich bis auf eine einzige biserial angeordnet, die eine Flanke schwach gehöhlt.

Fig. 8.



Mündung bei den vorliegenden Stücken nicht sichtbar. Kammern fein porös. Die Exemplare von Wola lužanska erreichen aber eine Größe

von 3 *mm*, wogegen die vorliegenden kaum 1 *mm* lang sind. Dagegen stehen sie bezüglich der Größe näher der *K. fallax Rzeh.*, die 0·8 bis 1 *mm* lang ist.

Miliolina Will.

Außer *M. venusta Karr.* mit etwas schwächer ausgebildeten Kielen besonders *M. Auberiana* und zweifelhaft hauptsächlich wegen des Erhaltungszustandes *M. Juleana d'Orb.*

Spiroloculina d'Orb.

Sp. tenuis Czjž. und *Sp. excavata d'Orb.*

Dendrophrya Wright.

D. excelsa Grzyb. Kurze Bruchstücke, ganz ähnlich denen der unteren marinen Molasse Bayerns.

Es mag nun eine Übersicht folgen, welche einen Vergleich des Vorkommens der einzelnen Formen in den einzelnen Proben und im Priabonien gestatten soll.

	I	II	III	Priabonien
Lagena apiculata Rss.	—	+	—	+
„ *costata Will.*	+	—	—	—
„ *hexagona Will.*	—	+	—	+
„ *marginata Walk.* und *Boys*	—	—	+	+
„ *Orbignyana Segu.*	—	—	+	+
„ *sulcata Walk.* und *Jac.*	—	—	+	—
Nodosaria Ewaldii Rss.	+	+	—	—
„ *Beyrichii Neug.*	+	—	+	+
„ *bacillum Defr.*	+	—	—	+
„ *latejugata Gümb.*	—	+	—	+
„ *annulata Rss.*	—	+	+	—
„ *acuminata Hantk.*	—	+	—	+
„ *venusta Rss.*	—	—	+	+
Dentalina Adolphina d'Orb.	+	+	+	+
„ *communis d'Orb.*	+	+	+	+
„ *consobrina d'Orb.*	+	+	+	+
„ *var. emaciata Rss.*	—	—	+	+
„ *pauperata d'Orb.*	+	+	—	+
„ *elegans d'Orb.*	+	+	+	+
„ *Verneuili d'Orb.*	+	+	—	+
„ *soluta Rss.*	—	+	—	+
„ *inornata d'Orb.*	—	—	+	—
„ *acuta d'Orb.*	—	—	+	+

	I	II	III	Priabonien
Dentalina pygmaea Neug.	—	—	+	—
„ *cf. tenuicollis Rss.*	+	—	—	—
Glandulina laevigata d'Orb.	+	—	+	+
„ *discreta Rss.*	+	+	+	+
Ramulina laevis. Jon.	—	—	+	—
Vaginulina badenensis d'Orb.	—	—	+	—
Marginulina Behmi Rss.	+	+	+	+
„ *vaginella Rss.*	+	+	—	—
„ *glabra d'Orb.*	+	+	+	—
„ *recta Hantk.*	+	—	+	+
„ *pediformis Born.*	—	—	+	+
„ *splendens Hantk.*	—	—	+	+
„ *subbullata Hantk.*	+	—	—	+
Cristellaria gladius var. arcuata Phil.	+	+	—	+
„ *arcuatostriata Hantk.*	+	+	+	+
„ *gladius Phil.*	—	+	—	+
„ *fragaria Gümb.*	—	+	+	+
„ *rotulata var. cultrata Montf.*	—	+	+	+
„ *crepidula Ficht.* und *Moll.*	—	+	+	+
„ *arcuata d'Orb.*	—	+	+	+
„ *Karreri Rzeh.*	—	+	—	—
Spiroplecta carinata d'Orb.	+	+	+	+
„ *brevis Grzyb.*	—	+	—	+
„ *pectinata Rss.*	+	+	+	+
„ *concava Karr. sp.*	—	—	+	+
„ *folium P.* und *Jon.*	—	+	—	+
Bolivina Beyrichii Rss.	+	+	+	+
„ *nobilis Hantk.*	+	+	+	+
„ *reticulata Hantk.*	+	+	+	+
„ *Vacek Schubert*	—	+	+	+
„ *elongata Hantk.*	—	+	—	+
„ *cf. semistriata Hantk.*	—	+	—	+
„ *lata m.*	—	+	+	—
„ *cf. rugosa Rss.*	—	—	+	—
Plectofrondicularia striata Hantk. sp.	—	+	+	+
Cassidulina calabra Sequ.	+	+	—	+
„ *globosa Hantk.*	—	—	+	+
Bulimina pupoides d'Orb.	—	—	+	+
„ *pyrula d'Orb.*	—	—	+	+
„ *Buchiana d'Orb. inflata Sequ.*	+	+	+	+
„ *truncana Gümb.*	+	+	—	+
Ataxophragmium laceratum Schwag.	+	+	+	—
Polymorphina oblonga d'Orb.	—	+	+	—
„ *gibba d'Orb.*	—	+	+	+

	I	II	III	Pria-bonien
Polymorphina minima Born.	—	—	+	—
„ *dilatata d'Orb.*	—	+	—	—
„ *communis d'Orb.*	—	+	—	+
„ *rugosa d'Orb.*	—	+	—	—
„ *problema d'Orb.*	—	+	—	+
„ *lanceolata Rss.*	—	—	+	+
Virgulina Schreibersii Czjž.	+	+	+	+
Uvigerina pygmaea d'Orb.	+	+	+	+
„ *angulosa Will.*	—	—	+	+
„ *farinosa Hantk.*	—	—	+	+
Verneuillina cognata Rss.	—	—	+	—
Gaudryiana pupoides Rss.	+	+	—	+
„ *siphonella Rss.*	+	+	+	+
Clavulina budensis Hantk. sp.	—	+	+	+
„ *Szabói Hantk.*	—	—	+	+
Tritaxia lepida Brady	—	+	+	—
Ammodiscus polygyrus	—	—	+	+
Cornuspira oligogyra Hantk.	—	+	—	+
Discorbina eximia Hantk.	—	+	—	+
„ *orbicularis Terqu.*	—	+	—	—
„ *villardeboana d'Orb.*	+	+	+	+
„ *bertheloti d'Orb.*	—	—	+	+
„ *cf. pusilla Uhl.*	—	+	—	+
Truncatulina budensis Hantk.	—	+	—	+
„ *pygmaea Hantk.*	+	+	+	+
„ *Dutemplei d'Orb.*	+	+	+	+
„ *Haidingeri d'Orb.*	+	+	+	+
„ *grosserugosa Gümb.*	+	+	+	+
„ *lobatula Walk* und *Jac.*	+	+	+	+
„ *praecincta Karr.*	+	—	—	+
„ *compressa Hantk.*	+	—	—	+
„ *Ungeriana d'Orb.*	+	—	+	+
„ *Weinkauffi Rss.*	+	+	+	—
„ *reticulata Czjž.*	—	—	+	—
Pulvinulina crassa d'Orb.	+	+	—	—
„ *Schreibersii d'Orb.*	—	+	+	—
„ *Hauerii d'Orb.*	—	+	+	+?
„ „ *var. budensis Hantk.*	—	—	+	+
„ *bimammata Gümb.*	—	+	—	+
Rotalia lithothamnica Uhlig	+	+	+	+
„ *Soldanii d'Orb.*	+	+	+	+
Pullenia compressiuscula Rss.	—	—	+	—

	I	II	III	Priabonien
Globigerina bulloides d'Orb.	—	+	+	+
" *Linneana d'Orb.*	—	+	—	—
Pseudotextularia globulosa Ehrbg.	—	+	+	+
Nonionina umbilicatula Mont.	—	+	+	—
" *punctata d'Orb.*	+	—	—	—
" *communis d'Orb.*	—	—	+	+
" *turgida Will.*	—	—	+	—
Operculina complanata var. granulosa Leym.	+	+	—	+
Amphistegina nummularia Rss.	—	+	—	+
Karreria lithothamnica Uhl.	—	+	—	+
Miliolina Auberiana	—	—	+	+
" *venusta Karr.*	—	+	+	+
" *aff. Juleana d'Orb.*	—	+	—	—
Spiroloculina excavata d'Orb.	—	+	—	—
" *tenuis Czjž.*	—	+	+	+
Dendrophrya excelsa Grzyb.	—	—	+	—

Über die Formen der letzten Probe 4 kann ich leider keinen ausführlichen Bericht liefern, da mir während der Bearbeitung derselben durch Verschütten über die Hälfte der bereits herausgesuchten Formen verloren ging. Ich lasse infolgedessen von dieser Probe nur eine mit wenigen Bemerkungen versehene Übersicht folgen:

Nod. cf. Boueana d'Orb., *N. soluta Rss.*, *D. consobrina*, *emaciata*, außerdem Bruchstücke einer großen, etwa zum Formenkreis der *N. bacillum* oder *lateiugata Gümb.* und einer zur Verwandtschaft der *N. acuminata Hantk.* oder *Gümbeli Hantk.* gehörenden *Nodosaria*, *Nod. undulata d'Orb.* Die zwischen den starken Rippen befindlichen Zwischenräume sind ganz eng, infolgedessen der Querschnitt des ganzen Gehäuses wie gekerbt aussieht. (Fornasini: Sinossi metodica dei Foram. sin qui rinven. nella sabbia del Lido di Rimini 1902, pag. 35.)

Marginulina costata Batsch. sp. Der ältere eingerollte Teil ist nur bei einigen Exemplaren sichtbar. Die Rippen verlaufen über diesen Teil, ohne an den Kammnähten abzusetzen, während im oberen jüngeren Teil dieselben die Nähte freilassen.

Hierher dürfte auch *M. asprocostulata Stache* (Foram. d. Whaingaroahafens. Novarra-Exp. Geol. Teil, I. Bd., 2. Abt., S. 219, Taf. XXII, Fig. 53) gehören.

Von Cristellarien kommen *Cr. cassis Ficht. et Moll.*, *Cr. reniformis d'Orb.*, *Cr. mammilligera Karr.*, *Cr. cultrata-calcar L.* vor.

Frondicularia alata d'Orb. in einigen prächtigen Stücken. Der Unterschied gegenüber dem Typus liegt darin, daß die kugelige

Anfangskammer berippt ist. Auch ist dieselbe etwas schief zur Längserstreckung des ganzen Stückes gestellt, so daß eine Andeutung einer *Flabelline variety* vorliegt.

Sonst noch: *Bulimina Buchiana d'Orb.*, *Uvigerina pygmaea d'Orb.*, *Sagrina striata Schwag.* (nach Brady = *Dim. elegans Hantk.*), *Nonionina pompilioides Ficht. et Moll.*, *Truncatulina reticulata Czjž.*, *Tr. ungeriana d'Orb.*, *Tr. lobatula Walk. et Jac.*, *Anomalina ammonoides Rss. sp.*, *Pulvinulina auricula Ficht. et Moll.*, *Discorbina villardeboana d'Orb.*, *Polystomella crispa Lin.*



Steilabfall der „Côte des Basques“ bei Biarritz.

Die Ziffern 1—4 bezeichnen die Lokalitäten, an welchen E. Halkyard die im Text beschriebenen Foraminiferen gesammelt hat.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt Bd. LVI, 1906.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltal in Kärnten.

Von **Bartl Granigg** in Leoben.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. X) und 10 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Der Umstand, daß eine genauere Untersuchung der geologischen und petrographischen Verhältnisse in jenem Teil der Hohen Tauern, die sich an der kärntnerisch-salzburgischen Grenze östlich vom Großglockner erstrecken, fehlt, veranlaßte die Herren Hofrat Hans Hoefer, Professor an der montanistischen Hochschule in Leoben, und Oberbergrat Dr. Richard Canaval, mich zu einer Arbeit in diesem Gebiete anzuregen. Die interessanten Aufschlüsse, die durch die Anlage der Straße von Heiligenblut zum Glocknerhaus in der Kontaktregion des dort auftretenden Serpentins gemacht wurden, machten nach der Anschauung des Herrn Oberbergrates Dr. R. Canaval ein zusammenhängendes Studium des Serpentins dieser Region besonders wünschenswert.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, den beiden genannten Herren, die meine Arbeit mit regem Interesse verfolgten und mich mit wertvollen Ratschlägen unterstützten, hier öffentlich meinen innigsten Dank auszusprechen.

Die Feldaufnahme wurde von mir in der Zeit vom 17. Juli bis zum 10. Oktober 1904 ausgeführt. Die chemische und mikroskopische Untersuchung des gesammelten Materials fand in den Räumlichkeiten der „École de Chimie“ der Genfer Universität statt und danke ich den Herren Prof. Dr. L. Duparc und seinem Assistenten Dr. F. Pearce für die liebenswürdige Aufnahme, die ich in ihren Laboratorien fand.

Die Ergebnisse der ausgeführten Arbeiten sollen im Nachstehenden in folgender Weise behandelt werden:

1. Teil. Topographische Übersicht des aufgenommenen Gebietes.
2. „ Geologische und petrographische Übersicht.
3. „ Der Serpentin.
4. „ Die Kontakthöfe des Serpentins.

I. Topographische Übersicht[1]).

Die Höhenzüge, die sich östlich vom Pasterzengletscher erstrecken, werden durch zahlreiche Täler in geographisch wohlgeordnete Gruppen geteilt.

Der tiefste und bedeutendste Einschnitt ist das Mölltal, dessen beide Ufer genauer untersucht wurden, wobei besonders den Gehängen des linken Ufers eine größere Aufmerksamkeit zugewendet wurde.

Die Möll ist der Abfluß des Pasterzengletschers; sie folgt vom Fuße der Pasterze bis zum Möllfall unterhalb Heiligenblut einer Richtung nach SO und ihr Tal ist demnach in bezug auf die nach Stunde 9 streichenden Schichten ein Isoklinaltal. Dasselbe zeigt besonders im Oberlauf, das ist zwischen dem Fuße der Pasterze und der Einmündung der Gößnitz (rechtes Ufer), deutlich den Unterschied zwischen der Erosion des Eises und des Wassers. Während der Talboden noch die breite U-Form des alten Gletscherbettes bewahrt hat, fließt die Möll in einer tiefen, cañonartigen Schlucht.

Ungefähr an der Einmündungsstelle der Gößnitz durchbricht die Möll die Kalkglimmerschiefer, um in das erste übertiefte Tal, an dessen linkem Gehänge Heiligenblut liegt, zu treten. Bei Zlapp, unterhalb Heiligenblut, gräbt sich die Möll abermals schluchtartig in den breiten Talgrund ein und sie stürzt sich, durch den Möllfall diese zweite Talstufe durchbrechend, in ein übertieftes Tal, dessen Boden sie bei Pockhorn, an der Einmündungsstelle der Fleiß, erreicht.

Von hier aus erleidet das Mölltal eine südliche Ablenkung, so daß es die immer noch nach Stunde 9 streichenden Schichten unter sehr spitzem Winkel anschneidet. In der Talform selbst tritt bis nach Döllach, bis wohin wir dem Lauf der Möll folgen wollen, keine wesentliche Veränderung mehr ein.

Eine große Zahl von Seitentälern, die in die Möll fast unter rechtem Winkel einmünden und demnach in bezug auf den Gebirgsbau Quertäler sind, schneiden tief in das Gebirge ein. Auch in ihnen läßt sich an zahlreichen Stellen der Wechsel von Wasser- und Glazialerosion erkennen. Außerdem liefert fast jedes dieser Täler ein natürliches geologisches Profil, das nur selten durch gewaltige Schuttablagerungen auf größere Strecken unterbrochen wird[2]). Vom Ursprung der Möll abwärts gehend, münden in dieselbe am linken Ufer:

Der Guttalbach, der von den Gletschern am Südabhange des „Kloben“ und „Brennkogel“, also von den Abflüssen des Höhenzuges, der die kärntnerisch-salzburgische Grenze bildet, gespeist wird. Ungefähr in der Höhenkote 1540 *m* vereinigt er sich mit dem vom „Hochtor“ kommenden Tauernbach und mündet bei Winkelheiligenblut in die Möll.

---

[1]) Siehe Übersichtsskizze auf pag. 384 oder österr. Spezialkarte 1 : 75.000, Zone 17, Kol. VII, VIII, und Zone 18, Kol. VIII.

[2]) In Anbetracht des petrographischen Charakters dieser Arbeit wurden sämtliche Details bezüglich der Glazialerscheinungen, als: Moränen, alte Talböden, Terrassen etc., weggelassen.

Von kleineren Wasserrinnen abgesehen, mündet bei Pockhorn die „Fleiß" in die Möll. Die Fleiß, aus der Großen und der Kleinen Fleiß bestehend, ist der Abfluß eines Teiles der Gletscher des Sonnblickstockes. Speziell die kleine Fleiß liefert ein schönes natürliches Profil des SW-Gehänges des Sonnblicks. Es folgt dann noch der Apriacher Bach, der ganz der „Schieferhülle" angehört und dessen junges Bett nur im obersten Lauf das anstehende Gestein anschneidet. Der übrige Teil des Bachbettes ist vollständig im Gehängeschutt eingegraben, welcher Umstand den Bach bei Hochwässern äußerst gefährlich und gefürchtet werden läßt.

Das letzte, genauer untersuchte Seitental am linken Ufer ist das Zirknitztal. Die Zirknitz besteht aus der Großen und der Kleinen Zirknitz, welch erstere ebenfalls den Gletschern des Sonnblickstockes entfließt. Das natürliche Profil der „Groß-Zirknitz", die das Gebirge vom tiefsten Liegend (Granit) bis zu den Kalkglimmerschiefern von Döllach anschneidet, soll in der Folge noch genauer studiert werden.

Am rechten Möllufer folgen in analoger Reihenfolge die: „Leiter", „Gößnitz", „Redschitz", der „Zopenitzenbach" und die „Graden". Der Umstand, daß sämtliche Täler fast unter rechtem Winkel in die Möll, die meist nur ein geringes Gefälle hat, einmünden und dadurch die Transportfähigkeit letzterer bedeutend vermindern, hat häufig eine Versandung der Talsohle zur Folge, so daß die Möll oft aus ihren Ufern tritt und Straßen, Gebäude etc. beschädigt.

II. Geologische Übersicht[1]).

a) Granit und Gneis.

Der Aufbau des Gebirgsrückens zwischen dem Sonnblick und dem Mölltal kann am besten durch ein Studium des Großzirknitztales mit seinen reichen Aufschlüssen überblickt werden. Folgen wir dem Lauf der Großzirknitz von ihrem Ursprung bis zur Einmündung in die Möll bei Döllach, so können wir hierbei nachstehend beschriebenes Profil aufnehmen[2]).

Die steilen Felswände, die im hintersten Teil des Großzirknitztales die Gehänge bilden, bestehen aus einem fein bis mittelkörnigen, massigen Granit von grauer oder rötlicher Farbe. Es ist dies der Granit des Sonnblickkerns. Er bildet das tiefste Liegend, und überall, wo die Erosion das Gebirge tief genug entblöst hat, tritt er zutage, so daß wir ihn auch als tiefstes Liegend des kleinen Fleißtales antreffen.

Seine mineralogische Zusammensetzung ist folgende:

---

[1]) Siehe geolog. Übersichtsskizze auf pag. 384 und Profil *A, B.*, pag. 387.

[2]) Zweck dieser geologischen Übersicht ist, die räumliche Lage des Serpentins stratigraphisch festzulegen, ohne auf eine Detailstudie und auf die genetischen Beziehungen der beschriebenen Gesteinstypen einzugehen. Dies sowie die Berücksichtigung der meist älteren Literatur wird Aufgabe einer folgenden Arbeit sein.

Der Biotit (optisch einachsig, negativ, mit hoher Doppelbrechung und deutlichem Polychroismus *Ng* = dunkelbraun und parallel zur Spaltrichtung *p* (001), *Np* = blaßgelb) bildet den einzigen dunklen Hauptgemengteil des Gesteins. Er tritt nur in geringen Mengen zu kleinen Häufchen vereinigt auf und bildet unter dem Mikroskop verlängerte Blättchen, die nahe der maximalen Doppelbrechung sind, oder rundliche Häutchen mit meist verschwommenen Umrissen, die senkrecht zur optischen Achse geschnitten sind. Mit dem Biotit vergesellschaftet, jedoch seltener als dieser, nimmt der weiße Glimmer am Aufbaue des Gesteins teil.

Weitaus den größten Teil des Granits bilden die weißen Elemente Quarz und Feldspat.

Der Quarz (einachsig, positiv $Ng - Np = 0\cdot009$) zeigt deutliche Druckwirkung; er besitzt entweder Kataklasstruktur, oder dort wo es nicht zu seiner Zermalmung gekommen ist, verraten die undulösen Auslöschungen und die Zerberstung des Randes die mechanische Einwirkung.

Das weitaus vorherrschende Element bildet der Feldspat. Es tritt der Mikroklin in außerordentlich großen Platten auf, die mit Albit mikroperthitisch verwachsen sind. Außerdem sind die feinen, sich unter rechtem Winkel kreuzenden Zwillingslamellen des Mikroklins sehr häufig. (Der Schnitt senkrecht zur Bissectrix *Ng* zeigt eine Auslöschung von $+ 74^0$ und eine Doppelbrechung $Nm - Np = 0\cdot0028$; die Maximaldoppelbrechung $Ng - Np = 0\cdot007$ [1]). Seltener ist der Andesin; er bildet kleine Zwillingslamellen, die in Mikroklin eingebettet sind. (Schnitt $\perp$ *Np*: beide Lamellen zeigen dieselbe Bissectrix und symmetrische Auslöschungen zwischen 13 und 16^0; $Ng - Nm = 0\cdot002$ bis $0\cdot003$.) Die teilweise zersetzten Feldspate sind oft voll von kleinen Einschlüssen.

Außer diesen Hauptbestandteilen nehmen noch Zoisit, Epidot, Orthit, Sphen und Apatit am Aufbau des Gesteins teil.

Chlorit und Kalzit treten als sekundäre Bildungen auf.

Die Struktur des Granits ist hypidiomorph-körnig und es erscheint stets der Glimmer älter als der Feldspat, dem dann der Quarz in der Ausscheidung folgt.

Wie so häufig in den Zentralalpen, so wird auch hier der Granit von einem Gestein überlagert, das sich von ersterem nur durch die Parallelstruktur unterscheidet. Jedoch ist der Übergang des Zentralgranits zum Gneis ein so allmählicher, daß es auf dem Terrain sowohl, als auch beim Studium der Dünnschliffe unmöglich ist, eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinen zu ziehen, die in einem innigen genetischen Zusammenhang stehen.

Geht man im Großzirknitztal abwärts, so sieht man in der Tat den Granit in Bänken abgeschieden, die nach Stunde 14 bis 16 mit sehr flachem Winkel (14^0 ungefähr) einfallen, und das Gestein, das etwa in der Höhenkote von 2000 *m* in der Talsohle ansteht, ist ein in

---

[1]) Bei den Bestimmungen der Doppelbrechungen wurde die Dicke der zu messenden Platte mit Hilfe der Stäubchen und die Verspätung durch den Kompensator von Babinet gemessen.

dicken Bänken abgeschiedener Flasergneis, in dem sich die Glimmerblättchen um die zu Daumengröße anwachsenden Feldspatkristalle anschmiegen.

Die Mächtigkeit des Gneises ist eine außerordentlich große, und im allgemeinen kann man beobachten, daß bei konstantem Einfallen nach Stunde 14 bis 16 der Fallwinkel zunimmt, je mehr man sich dem Hangend nähert. Gleichzeitig mit dem Zunehmen des Fallwinkels, der in den Hangendpartien auf 25° steigt, nimmt die Mächtigkeit der Schichten und die Größe der Feldspatkristalle ab, so daß der Gneis dünner gebankt und feiner geschiefert erscheint.

Seine Ausbisse sind am Terrain leicht zu verfolgen, da der Gneis infolge des größeren Widerstandes, den er der Verwitterung entgegensetzt, stets in steil aufsteigenden Wänden das Talgehänge bildet. Er setzt den größten Teil der Gehänge des Zirknitztales zusammen und findet in den Erlerwänden seinen Abschluß. Seine Hangendgrenze erreicht die Zirknitztalsohle in der Höhenkote von 1500 *m*, das ist 2 *km* talabwärts von der Vereinigung der Großen und der Kleinen Zirknitz. Von hier aus streicht der Gneis nach Stunde 9 durch das Gebirge, und wir treffen seine Ausbisse in den steilen Gehängen der Richardswand im kleinen Fleißtal wieder.

Wenn man von der Parallelstruktur absieht, so läßt auch unter dem Mikroskop der Gneis von dem weiter oben beschriebenen Granit keinen wesentlichen Unterschied erkennen.

Die mineralogische Zusammensetzung desselben stimmt völlig mit jener des Granits überein.

Der Biotit tritt quantitativ stets zurück und sein tiefster Farbenton variiert zwischen dunkelbraun und dunkelgrün; er ist manchmal am Rande oder auf den Spaltrissen in Chlorit umgewandelt.

Letzterer ist wohl in den meisten Fällen dem Clinochlor zuzurechnen; er bildet negativ verlängerte Blättchen mit meist spherolithischer Auslöschung und sehr kleinem Auslöschungswinkel, ist optisch positiv mit sehr kleinem Achsenwinkel, niederer Doppelbrechung und dem Polychroismus Ng = blaßgelb, Np = bläulichgrün. Der weiße Glimmer (zweiachsig, negativ, Achsenwinkel sehr klein, $Ng - Np = 0{\cdot}040$) kommt mit dem Biotit zusammen in annähernd parallelen und gewundenen Schnüren vor, die um so weiter voneinander abstehen, je näher man sich dem Granit befindet.

Der Quarz, der stets den Einfluß mechanischer Einwirkung zeigt, nimmt gegen das Hangende hin an Menge zu.

Der Feldspat hingegen nimmt in den höheren Horizonten quantitativ ab. Während in den tieferen Schichten der Mikroklin in großen Platten ausgebildet vorherrscht, treffen wir weiter im Hangend die Feldspate überhaupt seltener und durch Albit und Andesin vertreten. (Ersterer zeigt auf g [010] eine Bissectrix Ng mit einer Auslöschungsschiefe von + 19°; die nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen von symmetrischen Auslöschungen, deren Werte zwischen 13 und 16° schwanken, sind nahe der Bissectrix Np, mit $Ng - Nm = 0{\cdot}006$. Der Andesin wurde vom Albit durch seine geringere Auslöschungsschiefe auf g und durch den Wert $Ng - Nm = 0{\cdot}003$ getrennt.)

Als steten Begleiter finden wir ferner noch den Epidot. Er



bildet Körner, die selten eine gute geometrische Begrenzung zeigen, ist farblos oder schwach gelb gefärbt, hat ein starkes Relief, große Dispersion und ist durch die weiter unten genauer erwähnten Eigenschaften seines optischen Ellipsoids charakterisiert.

Ferner findet man stets in geringer Menge Orthit, der immer von einem Epidotrand umgeben ist.

Immer vorhanden ist Sphen in rundlichen Körnern oder häufiger in kleinen Rhomben. (Starkes Relief, positiv, Achsenwinkel sehr klein, polarisiert im Weiß höherer Ordnung.)

Apatit ist selten und in kleinen Körnern. (Farblos, starkes Relief, einachsig, negativ, Verlängerung negativ, geringe Doppelbrechung, oft schwer bestimmbar.)

Pyrit tritt ab und zu in wohlgeformten Kristallen oder in ausgelappten Platten auf, die im reflektierten Lichte metallisch glänzend, messinggelb erscheinen; häufig ist der Pyrit von einem Rande von Eisenoxyd umgeben.

Außerdem finden wir stets noch geringe Mengen von Kalzit in ausgelappten Blättchen oder in Form von feinen Gängen die Feldspatlamellen durchsetzend.

In den höheren Horizonten dieses Schichtenkomplexes finden wir ferner noch einige dünne Bänke eines biotitreichen Amphibolits von tiefschwarzer Farbe eingeschaltet, die in ihrer Zusammensetzung wesentlich von den bisher beschriebenen Gesteinen abweichen und aus Biotit, Actinot, Albit, Epidot, Sphen, Kalzit und Pyrit bestehen.

Bevor wir weiter in der den zentralen Kern überlagernden Schieferhülle vorgehen, verdienen noch die zahlreichen Gänge, die die Gesteine des zentralen Kerns durchsetzen, erwähnt zu werden.

Der Ausfüllungsmasse nach lassen sich diese Gänge, respektive Lagergänge in zwei Abteilungen gruppieren.

1. Die Quarzgänge.
2. Die aplitischen Gänge.

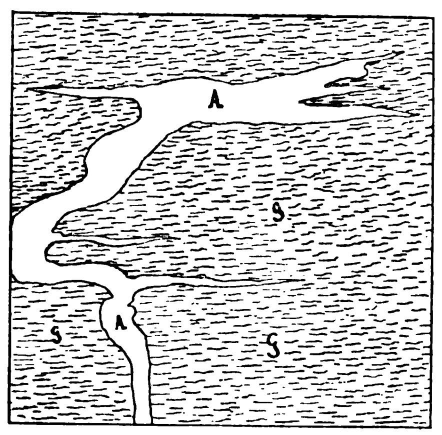
Die Quarzgänge, deren Goldgehalt schon die bergbaulustigen Kelten anlockte und die mit wechselndem Erfolge in der Folge der Zeit von Römern, von bayrischen und österreichischen Herzogen sowie von Privaten bis in die jüngste Zeit abgebaut wurden, sollen an anderer Stelle zusammenhängend behandelt werden.

Was die Aplitgänge betrifft, so setzen dieselben sowohl durch den eigentlichen Granit, als auch durch den Gneis hindurch, sie sind demnach als später erfolgte Nachschübe des Magmas zu betrachten.

Besonders schön sind diese Gänge im Großzirknitztal zwischen der Rupetsch-Halt und der Hochkaser entwickelt, wo man bereits im Gehängeschutt große, graue Blöcke von Flasergneis wahrnimmt, die von einem äußerst feinkörnigen blendend weißen Aplit durchbrochen werden. Ein besonders schönes Beispiel eines solchen Ganges befindet sich am linken Gehänge der Großen Zirknitz auf der Rupetschalm. Dort, wo der Aplit den Gneis ⊥ zur Schieferung, also nach der Richtung des größten Widerstandes durchbricht, ist der Gang eng und gewunden, während er sich in den Lagen parallel zum Hauptbruch (also in der Richtung des geringsten Widerstandes) weit ausbreitet und auslappt (Fig. 1).

Die Mächtigkeit dieser Gänge schwankt und sinkt oft auf wenige Zentimeter herab. In der geschichteten Ausbildung des Zentralgranits brechen diese Gänge das Gestein unter wechselndem Winkel auf und nicht selten werden die Aplitgänge echte Lagergänge, welche dann manchmal sogar eine Parallelstruktur erkennen lassen.


Fig. 1.



Aplitgang (*A*) den Flasergneis (*G*) durchbrechend.
Rupetschalm.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Aplitgänge unterscheidet sich von jener des Granits nur insofern, als die Glimmer quantitativ zurücktreten und dann die Struktur teils panidiomorph-körnig, teils hypidiomorph-körnig entwickelt ist, während sie im Granit stets hypidiomorph ist. Auch finden wir in diesen Gängen nicht selten Bleiglanz und Schwefelkies in kleinen Kriställchen eingesprengt.

Beschreibung einiger Gesteinstypen.

Nr. 143. Granit, hinteres Großzirknitztal: Mittelkörniges, massiges Gestein von rötlicher Farbe, sehr hart.

Unter dem Mikroskop: Biotit und weißer Glimmer zu Häufchen vereinigt, beide in geringer Menge; große Platten von Mikroklin mit Einschlüssen von Andesinlamellen; ersterer mit Albit perthitisch verwachsen, letzterer von zahlreichen Einschlüssen erfüllt und häufig zersetzt. Körner von Sphen und Apatit sehr selten. Quarz in ausgelappten Platten seltener als Feldspat. Epidot selten; desgleichen Orthit. Kalzit selten und sekundär.

Nr. 142. Gneis gegenüber der Brettwand. Graues, massiges Gestein, das nur sehr undeutlich eine Parallelstruktur angedeutet hat.

Unter dem Mikroskop: Biotit, Chlorit, weißer Glimmer, Quarz, Feldspäte, Epidot, Orthit, Apatit, Sphen wie in Nr. 143, nur ist der Quarz häufiger und der Glimmer zeigt eine Anordnung nach parallelen Schnüren.

Nr. 104. Gneis, linkes Zirknitzufer unterhalb der Unteren Kaser.

Deutlich geschichtetes Gestein mit grün seidenglänzendem Hauptbruch.

Unter dem Mikroskop: weißer und schwarzer Glimmer in parallelen Zügen. Quarz herrscht in Menge über dem Feldspat vor. Letzterer ist teils Albit, teils Andesin, teils Oligoklas. Epidot häufiger, Chlorit und Sphen selten; desgleichen Orthit. Pyrit in schönen Kristallen, Kalzit in ausgelappten Platten.

Nr. 106. Amphibolit linkes Zirknitzufer zwischen der Unteren Kaser und der Zirknitzsäge.

Geschichtetes, körniges Gestein von schwarzgrüner Farbe, am Hauptbruch fett glänzend.

Unter dem Mikroskop: Biotit bildet die Grundmasse, Aktinot sehr häufig, beide in parallelen Zügen; Albit häufig in runden, mit Einschlüssen erfüllten Platten. Epidot, Sphen verhältnismäßig häufig, Pyrit und Kalzit seltener.

Nr. 140. Aplit unter der Hochkaser.

Blendend weißes, äußerst feinkörniges und sehr hartes Gestein.

Unter dem Mikroskop. Biotit, weißer Glimmer und Chlorit äußerst selten; Quarz idiomorph in sehr kleinen rundlichen Körnern sehr häufig, Feldspat (Mikroklin und Andesin), ziemlich häufig. Sphen, Epidot und Kalzit sehr selten.

Fassen wir das bisher Gesagte kurz zusammen, so sehen wir, daß das Südwestgehänge des Sonnblicks in seinem zentralen Teile aus einem Granit besteht. Dieser wird von einem Gestein, das dieselbe mineralogische Zusammensetzung, jedoch die Struktur eines Flasergneises hat, überlagert.

Das vorliegende Material erlaubt es noch nicht, die Frage zu entscheiden, inwieweit der Gneis als die Randfazies des unter Druck erstarrten Magmas aufzufassen ist, (Piezokristallisation Weinschenks) und inwieweit in diesen Gneisen ursprüngliche Glieder der kristallinen Schieferreihe vorliegen, die durch die Metamorphose des Granitmagmas umgewandelt worden sind.

Zahlreiche Aplitgänge durchsetzen als intrusive Nachschübe sowohl den Granit als auch den Gneis und, wie wir in der Folge sehen werden, lassen sich die vulkanischen Wirkungen auf mehrere Kilometer weit ins Hangende verfolgen.

b) Unteres Glimmerschiefer- und Kalkglimmerschieferniveau.

Verfolgen wir unser Profil weiter gegen das Hangende zu, so gelangen wir zu einem Komplex von geschieferten Gesteinen von etwas wechselnder Beschaffenheit, die wir vorläufig unter dem Namen „Unterer Glimmerschiefer- und Kalkglimmerschieferzug“ zusammenfassen wollen.

Schon an den Bodenformen drückt sich die Grenze zwischen diesem Komplex und den Gneisen deutlich aus. Während, wie erwähnt, der Gneis steile Talgehänge bestimmt, nimmt der Glimmerschiefer,

respektive Kalkglimmerschieferboden stets mildere Formen an; in der Tat folgt die Waldgrenze auf den Lehnen des Zirknitztales, soweit dieselbe nicht durch den Gehängeschutt und die Höhenlage bestimmt wird, ungefähr der Grenze zwischen Gneis und dem unteren Glimmerschieferkomplex. Dieser Gesteinskomplex steigt die Gehänge des Zirknitztales an und setzt einen großen Teil des Bodens zwischen Zirknitz und Fleiß zusammen. Er streicht unter dem Stanziwurten, der dem nächst höheren Niveau angehört, hindurch, zieht unter dem Trogereck zum Sandkopf und bildet endlich den ganzen Rand der Richardswand; das Gehänge des Mönchsberges von der Fleiß bis nach Apriach gehört diesem Schichtenkomplex an.

Der unterste Horizont dieses Komplexes besteht aus einem Glimmerschiefer, der stellenweise teils reich an Granat, teils außerordentlich reich an Epidot ist.

Diese Schiefer haben einen meist welligen Hauptbruch mit lebhaftem Seidenglanz. An ihrer mineralogischen Zusammensetzung nehmen folgende Mineralien teil:

Der weiße Glimmer bildet breite Schnüre nahe der maximalen Doppelbrechung oder große Platten mit verschwommenen Umrissen, die senkrecht zur negativen, spitzen Bissectrix mit sehr kleinem Achsenwinkel sind, je nachdem man parallel zum Quer- oder zum Hauptschnitt des Gesteins ist.

Grüner Chlorit mit schwachem Polykroismus Ng = grün, Np = gelblich, mit bald positiver, balb negativer Verlängerung bildet dünne Schnüre. Seine Doppelbrechung ist kleiner als 0·003 und nur durch Dispersion erscheint er bei gekreuzten Nikols manchmal bläulich. Er ist seinen Eigenschaften nach der Gruppe des Pennins zuzurechnen. Sehr selten findet man auch ein Häutchen von Biotit.

Der Quarz bildet ausgelappte Lamellen mit undulösen Auslöschungen.

Der Granat, schwach rosa gefärbt, mit einem außerordentlich starken Relief, vollkommen durchsichtig und isotrop, mit zahlreichen Rissen, auf denen sich Chlorit und Kalzit, hie und da auch Glimmer absetzen, ist in gewissen Schichten ziemlich häufig. Die großen Platten des Granats verzweigen sich oft in dünne Schnüre, die den Rand von Zellen bilden, deren Inneres oft mit Quarz, Glimmer oder Kalzit ausgefüllt ist. Die Glimmerblättchen erscheinen oft um die Ecken der großen Granatkristalle gebogen.

Der Epidot gelangt in einzelnen Bänken dieser Schiefer zu ganz bedeutender Entwiklung und herrscht hie und da über alle anderen Elemente vor.

Als steten Begleiter finden wir ferner noch den Rutil in Form von Körnern, von verlängerten und an einem Ende pyramidal begrenzten Nadeln, sowie in typischen Knie- und Herzzwillingen.

Feldspat (Albit) ist außerordentlich selten und fehlt meist ganz.

Kalzit gehört in den tieferen Horizonten ebenfalls zu den Seltenheiten.

Pyritkriställchen findet man ziemlich häufig.

In den höheren Horizonten dieses Komplexes nimmt die Menge des Kalzits zu, und wir gehen so zu echten Kalkglimmerschiefern über, die aus Kalzit, weißem Glimmer, Quarz, Chinochlor, Chloritoid (sehr selten) Zoisit, Turmalin, Sphen und Rutil bestehen. In einzelnen Bänken herrschen ferner Granaten, in anderen Pyritkristalle und in anderen wieder Kohlenstoffhäutchen vor.

Beschreibung einiger Gesteinstypen.

Nr. 112. Glimmerschiefer mit Granaten, Zirknitztal, linkes Ufer hinter der obersten Säge.

Fein geschiefertes Gestein, von grünseidenglänzendem Hauptbruch, mit zahlreichen Granaten.

Unter dem Mikroskop: Weißer Glimmer in breiten Bändern, in großer Menge vorhanden; Granat in oft zersetzten Platten von großen Dimensionen; Kalzit in verlängerten Platten, ziemlich selten, Chlorit und Epitot seltener, häufig Quarz nebst einigen Pyritkristallen.

Nr. 130 aus demselben Komplex, aber einer höheren Schicht als Nr. 112.

Unter dem Mikroskop: Weißer Glimmer wie gewöhnlich; Biotit selten; Epidot in außergewöhnlich guter Entwicklung und in sehr großen Mengen, zu annähernd parallelen Zügen angeordnet. Quarz ziemlich selten; Rutil in Kniezwillingen, Kalzit, Chlorit und Pyrit selten; sehr selten ist endlich auch der Feldspat (Albit).

Nr. 128, 124 und 123 Kalkglimmerschiefer hinter der obersten Zirknitzsäge.

Das mikroskopische Aussehen ändert sich nach dem Mengenverhältnis des Kalzits und nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Granat oder Kieskriställchen.

Unter dem Mikroskop sieht man im allgemeinen: Kalzit in großen Platten ist das Vorherrschende Element; weißer Glimmer stets in größeren Mengen; Quarz in runden Körnern schwankt je nach der Schicht; Ziosit fehlt fast nie, ist aber immer nur in geringen Mengen vorhanden; Turmalin selten, in kleinen Hexagonen oder in verlängerten Stäbchen; Rutil und Sphen sind selten, Chlorit (Chlinochlor) schwankt im Mengenverhältnis; ausnahmsweise findet man auch den Chloritoid.

Granat und Pyrit schwanken in ihren Mengenverhältnissen je nach der Schicht.

c) Die Quarzschiefer.

Weiter gegen das Hangende vorgehend, stoßen wir auf einen wohlcharakterisierten Komplex von Quarzschiefern. Sie sind in schönen, regelmäßigen Bänken abgesondert, deren Mächtigkeit selten $^1/_2$ *m* übersteigt, haben einen glatten grünlichseidenglänzenden Hauptbruch und brechen leicht zu tischgroßen Platten ab. In der Tat verwendet nicht selten die bäuerliche Bevölkerung diese Platten sowie jene dünngebankter Flasergneise als Tischplatten. Der Querbruch er-

scheint je nach den Varietäten entweder feinkörnig, oder wenn der Glimmer besser hervortritt, fein geschichtet. In letzterem Falle wird der Quarzschiefer von der Bevölkerung „grauer Buchstein“ genannt.

Die räumliche Ausdehnung dieser Quarzschiefer ist folgende:

Sie erreichen die Zirknitztalsohle am linken Ufer etwa 200 *m* von der obersten Brettersäge aufwärts (Höhenkote 1450 *m* ungefähr) und können in der Wasserrinne, die, von der Kluidalm ausgehend, in die Zirknitz mündet, in ihrer ganzen Mächtigkeit fast bis zur Kluid-Halt verfolgt werden. Sie fallen nach Stunde 15 bis 16 mit einem Winkel von 32° ein. In ihrer streichenden Fortsetzung treffen wir sie am rechten Zirknitzufer wieder, wo sie den größten Teil des Gehänges zwischen der Rieger-Halt und dem Stanziwurten zusammensetzen; die Basis des Stanziwurten besteht ebenfalls aus diesen Quarzschiefern, die über den Gemeindeberg gegen Prahädl bis nahe zur Mitte hinabziehen und beim Judenbinder das Mölltal erreichen. Sie setzen durch das Mölltal hindurch und gegenüber Rojach finden wir sie am rechten Möllufer wieder, wo wir sie, soweit nicht Gehängeschutt die Ausbisse verdeckt, stets am rechten Talgehänge bis Heiligenblut verfolgen können.

Die mineralogische Zusammensetzung dieses Schichtkomplexes ist verhältnismäßig außerordentlich beständig.

Gewöhnlich bildet am Querschnitt der weiße Glimmer feine Nadeln, die genau nach parallelen Geraden von regelmäßigen Abständen angeordnet sind.

Zwischen diese Lagen bettet sich der Quarz in elliptisch verlängerten Scheiben ein.

Außer diesen Hauptbestandteilen finden wir, aber stets in geringen Mengen, noch vereinzelt in verschiedenen Schichten Sphen, Rutil, Epidot, Zoisit, Albit und Magnetit.

Der Quarzschiefer bildet bald weiße mehr kompakte, bald gut geschieferte grünliche Varietäten, je nachdem der Quarz oder der Glimmer, der manchmal auch Fuchsit ist, vorherrscht.

Außerordentlich charakteristisch ist für dieses Niveau das Auftreten von zahlreichen kleinen Gängen, die aus wenig Quarz, viel Orthos und Turmalin bestehen. Letzterer bildet tiefschwarze, hexagonale Nadeln, die sich oft wirr durchkreuzen und eine deutliche Spaltbarkeit nach $p = (001)$ besitzen; sie bilden optisch einachsige, negative Kristalle mit negativer Verlängerung und deutlichem Polykroimus. Ng = dunkelbraun und parallel zur Spaltrichtung, Np = lichtgelb bis farblos und parallel zur Verlängerung.

Außer diesen Gängen und Nestern von Turmalinpegmatit können in den Quarzschiefern noch zwei Kalkniveaus ausgeschieden werden. Das untere Niveau ist wenig mächtig und wird von einem weißen, körnigen Kalk gebildet, der außer aus Kalzit noch aus geringen Mengen von Glimmer, Quarz und Pyrit besteht.

Von weit größerer Wichtigkeit ist das obere Kalkniveau. Seine Mächtigkeit schwankt außerordentlich, fällt aber kaum unter 25 *m* herab. Wir können dieses Niveau, das stets dem höchsten Horizont der Quarzschiefer angehört, in derselben Weise verfolgen, wie dies bei ersterem geschehen ist. Am rechten Zirknitzufer ansteigend,

nimmt dieser Kalk die Spitze des Stanziwurten ein und bildet die Tagesoberfläche zwischen dem Stanziwurten und der nach ihm benannten „Weißen Wand". Seine Ausbisse zwischen der Weißen Wand und der Möll lassen sich wegen der großen Gehängeschuttmassen nur mit Unterbrechungen verfolgen; jedoch treffen wir den Kalk gegenüber Rojach am rechten Möllufer wieder [1]).

Dieser Kalk hat sowohl die metamorphosierende Einwirkung des zentralen Granits, als auch (stellenweise) jene des Serpentins erlitten.

Er ist blendend weiß und nur in den Hangendpartien lassen sich die Kalzitkriställchen makroskopisch erkennen. Weiter im Liegenden ist der Kalk außerordentlich feinkörnig und zerfällt beim Schlagen in ein feines, kieseliges Pulver; dort, wo er auf eine größere Erstreckung hin die Tagesoberfläche bildet, wie zum Beispiel bei der Weißen Wand, zeigt er deutliche Neigung zur Dolinenbildung, indem er sich klüftet und dann in großen abgesonderten Schollen versinkt. Er verwittert außerordentlich leicht und bedeckt im Mittener Berg weite Strecken mit seinem Schutt.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß dieser Kalk aus zwei Generationen von Kalzit besteht. (Fig. 1, Tafel X.) Die eine wird von großen Platten gebildet, während die zweite Generation aus kleinen, eckig begrenzten Kalzitindividuen besteht.

Außerdem finden wir noch als stete Begleiter des Kalzits weißen Glimmer in feinen, an den Enden dachförmig begrenzten Nadeln und endlich Quarz in wechselnden, meist aber geringen Mengen in Form von runden Körnern. Sphen, Zoisit und opake Erze gehören ebenfalls zu den seltenen Gemengteilen dieses Kalkes.

Endlich sei noch erwähnt, daß in einigen Kalkbänken der Weißen Wand der Tremolit ziemlich häufig ist, worauf wir später noch zurückkommen wollen.

Wie bereits erwähnt, gehört dieses Kalkniveau dem höchsten Horizont der Quarzschiefer an und, wir finden ersteres nur von einer wenige Meter mächtigen Schicht von Quarzschiefern, zu der sich eine Bank von Glimmerschiefern mit Granaten gesellt, überlagert. Damit erreicht dieser Komplex seinen Hangendabschluß.

Beschreibung einiger Gesteinstypen.

Nr. 94 Quarzschiefer vom Kluidbach.

Feinkörniges Gestein mit grauem Querbruch und grünglänzendem Hauptbruch.

Unter dem Mikroskop: Weißer Glimmer in großen Platten mit verschwommenen Umrissen (Schnitt ⫫ zum Hauptbruch) in großer Menge vorhanden; Quarz ziemlich reichlich; Albit voll von Einschlüssen seltener, Magnetit und Sphen selten, Kalzit sehr selten.

Nr. 96. Quarzschiefer unter der Kluidalm. Hauptbruch kompakt, Querbruch matt.

Unter dem Mikroskop: Weißer Glimmer in parallelen Schnüren; Quarz ebenfalls in Schnüren ⫫ zum Glimmer; Feldspat (Albit)

[1]) Siehe Profil *C*, *D*.

häufiger als gewöhnlich; Epidot, Sphen, Magnetit und Kalzit sind selten.

Nr. 175. Quarzschiefer (unter dem Bauer „Malik“ bei Apriach).

Feingeschiefertes Gestein, mit grünlichglänzendem Hauptbruch und grauem Querbruch.

Unter dem Mikroskop: Weißer Glimmer wie gewöhnlich in Schnüren; Quarz in elliptischen Körnern, parallel zum Glimmer angeordnet. Albit ziemlich häufig. Sphen und Magnetit selten.

Nr. 100. Turmalinpegmatit im Quarzschiefer unter der Kluidalm.

Turmalin in schwarzen Nadeln, die mit dem weißen Element innig verwachsen sind.

Unter dem Mikroskop: Turmalinnadeln häufig und unter verschiedenen Winkeln sich kreuzend.

Orthos in großen Platten mit undulösen Auslöschungen. Quarz und weißer Glimmer sehr selten.

Nr. 97. Körniger Kalk unter der Kluidalm.

Weißes mittelkörniges Gestein.

Unter dem Mikroskop: Kalzit in großen Platten die Grundmasse des Schliffes bildend. Weißer Glimmer in annähernd parallelen Stäbchen; Quarz und Pyrit in runden Körnern, beide selten.

Nr. 154*a*. Metamorpher Kalk, Weiße Wand.

Weißes Gestein, sich erdig anfühlend, und, wenn etwas angewittert, in ein feines Pulver zerfallend.

Unter dem Mikroskop: Kalzit bildet zwei Entwicklungsstadien, und zwar große, mehr oder weniger ausgelappte Platten und kleine, eckig begrenzte Körner. Quarz ist sehr selten und in runden Körnern. Tremolit sehr gut entwickelt, besonders in schönen Rhomben.

Zoisit, weißer Glimmer, Sphen, Chlorit und Magnetit sind seltener.

Nr. 155. Kalk, Weiße Wand.

Unter dem Mikroskop: Kalzit wieder in zwei Entwicklungsstadien; die Spaltrisse der großen Platten sind hie und da verbogen. Quarz mit undulösen Auslöschungen etwas häufiger. Nadeln weißen Glimmers und an den Ecken abgerundete Kristalle opaker Erze sind seltener.

d) Der Serpentin.

Es folgt nun als nächst höheres Niveau der Serpentin, den wir vorläufig übergehen wollen, um ihn im nachfolgenden Abschnitt ausführlicher und zusammenhängend zu behandeln.

e) Der obere Kalkglimmerschieferzug.

Den Abschluß des Profils gegen die Möll hin bilden die Kalkglimmerschiefer von Döllach.

Sie bilden direkt das Hangende des Serpentins und ziehen von der Göritzer Wiese in die Zirknitz herab. Die Zirknitz hat sich tief, schluchtartig in diese wenig widerstandsfähigen Kalkglimmerschiefer

eingegraben, die sie in der „Zirknitz-Klamm" bei Döllach durchbricht. Die Fallrichtung dieser Schiefer ist konkordant jener des ganzen Komplexes, das ist nach Stunde 14 bis 16, doch wird der Winkel größer; er überschreitet meist 40° und steigt hie und da auf 60° an. Meist sind für den Kalkglimmerschiefer steile Gebirgslehnen mit geringer Mächtigkeit der Humusdecke charakteristisch; bei fortschreitender Verwitterung tritt ferner nicht selten ein Gleiten größerer Schollen längs der Schichtflächen ein. Sie bilden graue Bänke von wechselnder, meist aber geringer Mächtigkeit; durch Verwitterung erscheinen sie oft rötlich gefärbt. Ihr Hauptbruch ist glatt und mattglänzend, der Querbruch fein geschiefert bis körnig; mit *HCl* übergossen, brausen sie lebhaft auf und lösen sich teilweise. Sehr häufig setzt sich an freistehenden Kalkglimmerschieferwänden am Querbruch Kalktuff an. (Zirknitzklamm.)

Die Kalkglimmerschiefer bilden einen mehrere hundert Meter mächtigen Komplex und setzen das Südwestgehänge des Kulmerkogels zusammen, streichen dann durch die „Mitte" und erreichen die Möll am Südrande des Steinerwaldes, von wo aus sie in der Nähe der Judenbrücke auf das rechte Möllufer übersetzen und über das Ostgehänge des Kreuzkopfes in die Redschitz ziehen.

Ihre Zusammensetzung ist ziemlich konstant, nur wechseln quarzreiche mit quarzarmen Schichten ab.

Unter dem Mikroskop sieht man, daß dieselben aus folgenden Mineralien bestehen:

Der Kalzit bildet große, meist etwas verlängerte Platten mit deutlichen rhomboedrischen Spaltrissen, er ist einachsig, negativ und polarisiert im Weiß höherer Ordnung; sein Relief variiert außerordentlich stark, wenn man die Platte dreht. Er bildet meist die Grundmasse des Dünnschliffes.

Der weiße Glimmer bildet im Querschnitt feine Nadeln, die streng parallel geordnet sind. Im Hauptschnitt findet man ihn in schuppigen Platten mit verschwommenen Umrissen und stets undulösen Auslöschungen, welch erstere ⊥ zur negativen, spitzen Bissectrix mit sehr kleinem Achsenwinkel geschnitten sind.

Der Quarz schwankt im Mengenverhältnis und bildet immer rundliche Körner.

Stets finden wir den Turmalin (selten in Gesellschaft von Feldspat) in den Kalkglimmerschiefern vertreten. Er ist immer durch feine opake Körner getrübt.

In wechselnden, meist aber geringen Mengen finden wir noch Sphen, äußerst selten Rutil und Albit.

Nie fehlende Bestandteile sind endlich noch kleine Zoisit- und Pyritkristalle sowie Kohlenstoffhäutchen.

Auch in diesem Schichtkomplex können wir zwei fremde Einlagerungen feststellen, und zwar:

1. Die Quarzeinlagerungen.
2. Die Amphiboliteinlagerungen.

Die Quarzeinlagerungen sind in diesem Horizont außerordentlich häufig. Der Quarz bildet entweder feine Schnüre, die parallel zur

Schichtung sind, und die, da sie der Verwitterung besser widerstehen als der Kalkglimmerschiefer, oft als feine Rippen aus dem Gestein hervorragen.

Außerdem tritt der Quarz in den Kalkglimmerschiefern noch in Form von langgestreckten Linsen und in Bänken auf, deren Mächtigkeit zwischen 20 und 50 *cm* schwankt. Auch auf diesen Quarz, der hie und da Kiese führt, wurden Bergbauversuche gemacht und ist einer der alten Einbaue in der „Tabergrube“, die sich am rechten Zirknitzgehänge über dem Zirknitzfall etwa 300 *m* südsüdöstlich vom Bauer Aßam befindet, noch gut erhalten.

Auch die Gruben im „Knappenwald“ am linken Zirknitzufer, in der Nähe der „Neun Brünn“, gehören diesem Horizont an. Stollenanfänge kann man an mehreren Orten in den verschiedenen Quarzeinlagerungen feststellen [1]).

Ferner tritt in den Kalkglimmerschiefern noch ein Amphibolit in Bänken von mehreren Metern Mächtigkeit auf. Dieser Amphibolit gehört den Liegendpartien des Kalkglimmerschiefers an und er ist nur wenige Meter vom Serpentin entfernt. Seine Ausbildung ist nicht beständig; er ist bald grobkörnig und massig, bald schiefrig entwickelt und bildet Bänke, die mit dünnen Zwischenlagen von Kalkglimmerschiefer hie und da wechsellagern.

In seiner körnigen Varietät treffen wir ihn unter den „Neun Brünn“ im Zirknitztal gut entwickelt. Er bildet daselbst ein grobkörniges Gestein von schwarzgrüner Farbe, das aus Epidot, Amphibol, der teilweise in Clinochlor umgewandelt ist, Sphen, Apatit und wenig Kalzit besteht.

In beträchtlichen Mengen nimmt noch der Albit an seiner Zusammensetzung teil, während der Granat sehr selten erscheint.

Besonders aber fällt die enorme Entwicklung der schönen Magnetitoktaeder in diesem Gestein auf.

In der schiefrigen Ausbildung ist der Amphibolit in den Felswänden am Nordwestgehänge des Kulmerkogels gut entwickelt.

Es fallen hier besonders die zahlreichen Quarzgänge und Lagergänge, die in ihm auftreten, auf. Sie verzweigen sich durch zahlreiche Gabelungen, um sich wieder zu scharen, sie zertrümmern sich und keilen aus, um sich wieder aufzutun, sie werden durch kleine Verwerfer mit schönen Harnischen und Rutschstreifen abgeschnitten und bilden so eine seltene Mannigfaltigkeit. Sehr häufig führen diese Gänge Schwefelkies, seltener Bleiglanz und noch seltener *Cu*-Erze.

Der Amphibolit selbst ist ebenfalls erzführend und gab Anlaß zu bergmännischen Untersuchungsarbeiten. Die „Grube First“, deren zwei Einbaue sich im Palfen, der vom Pflanzgarten zur Kulmerkogelspitze hinzieht, befinden, gehört diesem Amphibolit an, der hier gut geschichtet ist und folgende mineralogische Zusammensetzung hat:

Grüne Hornblende, monoklin, optisch negativ, mit großem Achsenwinkel und geraden Auslöschungen der Schnitte $\perp$ zu Ng und zu Np.

---

[1]) Die Bergbaue und die Erzführung dieser Region sollen Gegenstand einer nachfolgenden Arbeit werden.

Np ist die spitze Bissectrix des Winkels der optischen Achsen und zugleich die Symmetrielinie des stumpfen Winkels (125°) der prismatischen Spaltrisse. Die optische Achsenebene ist ⫫ zu *g* (010) und *Ng* ist unter 15° zur Richtung *gh* geneigt. *Ng* = dunkelblaugrün, *Nm* = bläulichgrün, *Np* = farblos bis schwachgelb.

Dunkelgrüner Glimmer mit den Eigenschaften des Biotit ist ziemlich häufig. Lichter Glimmer, Chlorit, Albit und Quarz sind seltenere, aber nie fehlende Gemengteile. Epidot und Pyrit sind ziemlich häufig, Apatit sehr selten.

Der Kalzit tritt in wechselnden Mengen auf und kann alle anderen Gemengteile zurückdrängen, was besonders bei den Übergängen zwischen Amphibolit und Kalkglimmerschiefer der Fall ist.

Beschreibung einiger Gesteinstypen.

Nr. 67. Kalkglimmerschiefer, Zirknitzklamm.

Graues, ziemlich weiches Gestein, am frischen Hauptbruch lebhaft glänzend, am verwitterten Bruch rötlich schimmernd.

Unter dem Mikroskop: Kalzit in sehr großen Platten. Quarz in runden Körnern, ziemlich zahlreich. Weißer Glimmer ziemlich häufig. Sphen selten, Turmalin sehr selten; Eisenoxyd und Häutchen eisenhaltiger Zersetzungsprodukte.

Nr. 165. Kalkglimmerschiefer vom Steinerwald.

Unter dem Mikroskop: Dunkelgrüner Glimmer von den Eigenschaften des Biotit, in Schnüren ziemlich häufig; Kalzit in sehr großen Platten. Sphen, Apatit, Chlorit und Magnetit sehr selten.

Nr. 143 *a*. Quarzgang im Amphibolit I. Palfen, Kulmerkogel.

Quarz glasig, mit mattem Glanz.

Unter dem Mikroskop: Zu den großen Quarzplatten, die fast den ganzen Dünnschliff zusammensetzen, gesellen sich einige Kalzitblättchen und einige seltene Nadeln weißen Glimmers. Der Quarz zeigt intensive Druckwirkung.

Nr. 143 *b*. Quarzgang im Amphibolit nächst dem Pflanzgarten, Kulmerkogel.

Unter dem Mikroskop: Quarz bildet einen Gang, der aus großen Platten mit undulösen Auslöschungen besteht. Chlorit mit spherolithischen Auslöschungen. Epidot und Kalzit unregelmäßig im Dünnschliff verteilt; Sphen und weißer Glimmer seltener; Albit von Einschlüssen durchschwärmt.

Nr. 70. Amphibolit unter den „Neun Brünn", Zirknitztal.

Schwarzgrünes, körniges Gestein, in dem die Magnetitkristalle deutlich hervortreten.

Unter dem Mikroskop: Amphibolit sehr häufig, teilweise in Clinochlor übergehend. Magnetit in regelmäßigen, schönen Kristallen ziemlich häufig; Albit in abgerundeten Platten; Epidot in Körnern seltener. Sphen in Körnern; Apatit, Granat und Kalzit sehr selten.

Wenn wir die bisher angeführten Beobachtungen kurz zusammenfassen, so können wir sagen:

Das Südwestgehänge des Sonnblickstockes besteht in seinem Kern aus einem intrusiven Gestein, dem Granit, der allmählich in einen Gneis übergeht; wie weit dieser Gneis als Eruptivgestein oder als ein Gestein der Reihe der kristallinen Schiefer aufgefaßt werden muß, kann vorläufig noch nicht mit Bestimmtheit gesagt werden. Als vulkanische Nachwirkungen treten im Granit und im Gneis zahlreiche Aplitgänge auf. Durch das Vorhandensein von Turmalinpegmatit in den Quarzschiefern und durch das Auftreten von Turmalin in den Kalkglimmerschiefern von Döllach macht sich der Einfluß des zentralen Eruptivgesteins auf mehrere Kilometer hin in der Decke fühlbar.

Über diesen zentralen Kern lagert sich eine Reihe von Gesteinen, die den kristallinen Schiefern angehören. Es folgt zunächst ein Komplex von Glimmer- und Kalkglimmerschiefern, die großenteils die Ursache der verhältnismäßig milden Bodenformen des Gebirgsrückens zwischen Zirknitz und Fleiß sind.

Für das nächsthöhere Niveau, die Quarzschiefer, sind besonders die Turmalinpegmatite und die Einlagerungen von kristallinen Kalken charakteristisch.

Darüber lagert sich ein Serpentinzug, der im folgenden Abschnitte genauer behandelt werden soll.

Den Abschluß gegen das Mölltal bilden endlich die Kalkglimmerschiefer von Döllach mit Einlagerungen von Quarz und von Amphibolitbänken. Während im zentralen Teile des Gebirges die Schichten fast horizontal gelagert sind, richten sie sich gegen den Rand hin immer mehr auf [1]). Endlich sei noch die Erzführung des betrachteten Komplexes erwähnt, die in einer späteren Arbeit genauer behandelt werden soll.

III. Der Serpentin [2]).

a) Geologisches Auftreten und makroskopische Beschreibung des Gesteins.

Wie bereits im vorhergehenden Abschnitte erwähnt wurde, bildet der Serpentin im Zirknitztale einen etwa 300 *m* mächtigen Komplex, der in Form eines Lagerganges, also konkordant zwischen den Quarz-

[1]) Einen lohnenden Überblick über die im vorhergehenden geschilderte Gegend hat man vom Balkon der Glaslaube des „Alten Schobergasthauses" in Heiligenblut.

[2]) Vgl. über den Serpentin von Heiligenblut und von den wichtigsten Vorkommnissen in Tirol: R. v. Drasche, „Über Serpentin und serpentinähnliche Gesteine", Tschermaks Min. Mittlg. Jahrg. 1871, pag. 1 u. ff. — Dr. E. Hussak, Über einige alpine Serpentine, ebenda Bd. V, pag. 61 u. ff. — F. Becke, Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachtal, ebenda Bd. 14, pag. 271 u. ff. — Dr. E. Weinschenk, Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentingesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. Abhandl. d. kgl. bayr. Akad. d. Wiss. II Kl., XVIII. Bd., III. Abtlg. — Derselbe. Die Minerallagerstätten des Groß-Venediger Stockes in den Hohen Tauern, Groth, Zeitschr. f. Krist. u. Min. Bd. XXVI, pag. 337 u. ff.

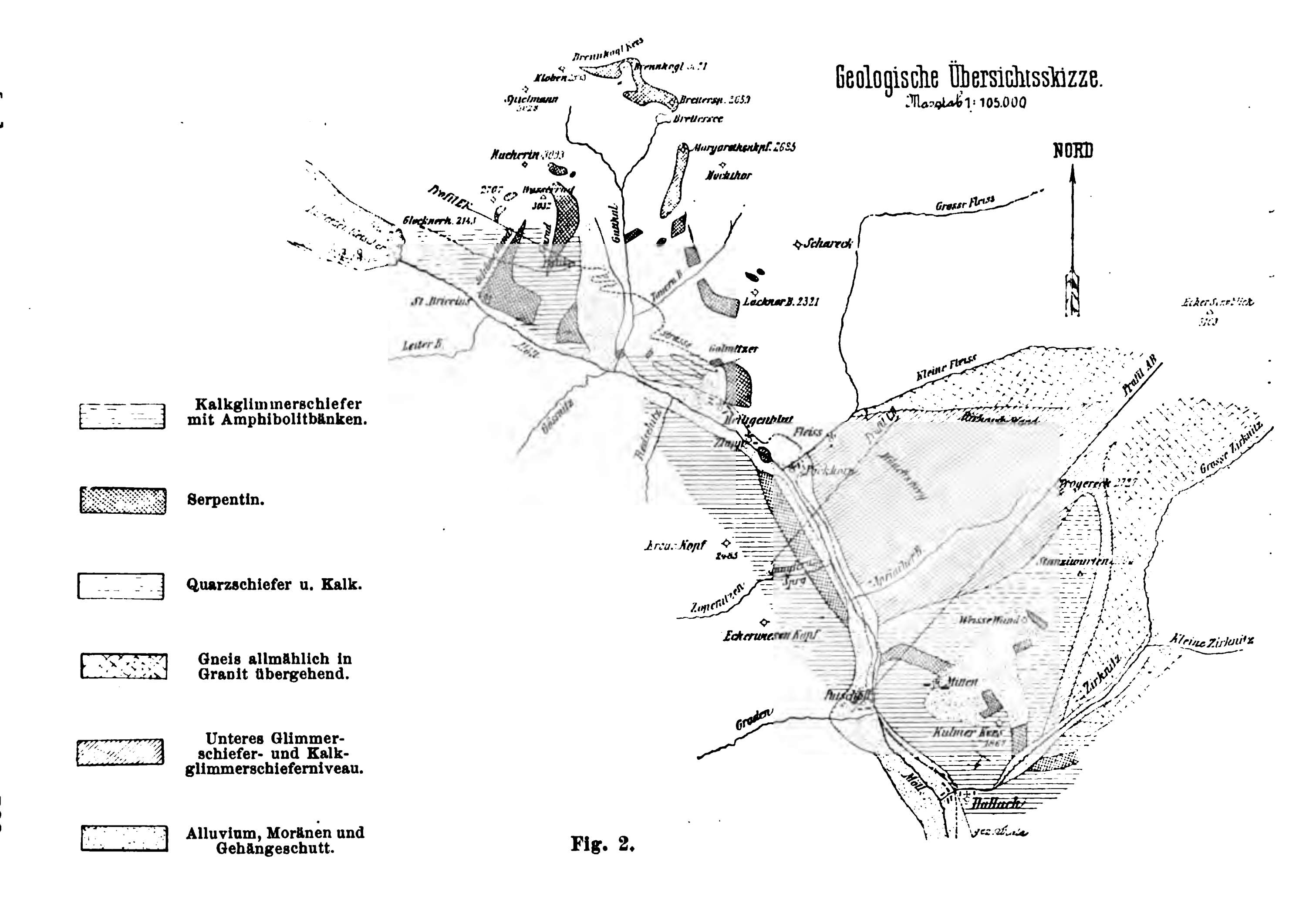

Geologische Übersichtsskizze.
Maßstab 1: 105.000
NORD
Kalkglimmerschiefer mit Amphibolitbänken.
Serpentin.
Quarzschiefer u. Kalk.
Gneis allmählich in Granit übergehend.
Unteres Glimmerschiefer- und Kalkglimmerschieferniveau.
Alluvium, Moränen und Gehängeschutt.
Gutthal
Schareck
Grosser Fleiss
Kleine Fleiss
Lackner B. 2321
Heiligenblut
Fleiss
Profil AB
Grosse Zirknitz
Kleine Zirknitz
Zirknitz
Kulmer Kees
Wasser Wand
Mitten
Döllach
Moll
Graden
Eckerwiesen Kopf
Kreuzkopf
St. Briccius
Leiter B.
Glocknerh. 2143
Brennkogl
Breitersp. 2653
Margarethenkpf. 2655
Hochthor
Kloben
Gutthal
Pockhorn

Fig. 2.

schiefern als Liegend und den Kalkglimmerschiefern als Hangend eingebettet ist [1]).

In der Folge sollen zunächst die Tagesausbisse des Serpentins genauer beschrieben werden, daran soll sich die makroskopische und mikroskopische Beschreibung des Gesteins und seiner chemischen Zusammensetzung schließen und schließlich sollen einige Kontakthöfe des Hangend, sodann des Liegend studiert werden, soweit die Ausbisse es gestatteten, ein vollständiges, zusammenhängendes Material zu sammeln.

Wegen seiner schweren Zersetzbarkeit bildet der Serpentin fast überall steile Felswände, die wegen ihrer Farbe von der Bevölkerung an verschiedenen Orten mit den Namen „Blauer Ofen“ [2]), „Blaue Zähr“ [3]), „Schöne Wand“, „Federweißpalfen“ [4]) etc. belegt worden sind. In der Tat sind die Serpentinausbisse am Terrain leicht zu verfolgen, da sie, abgesehen von ihrer Farbe, stets mit einer plötzlichen Veränderung der Bodenform verbunden sind.

Am linken Zirknitzufer ist der Serpentin teilweise durch Gehängeschutt verdeckt und nur die von der Göritzer Wiese und von der Kluidalm herabfließenden Bäche legen denselben auf größere Entfernungen bloß. Einen weithin sichtbaren Ausbiß bildet hier ferner noch der „Federweißpalfen“.

Der Serpentin streicht dann durch die Zirknitztalsohle hindurch (wieder großenteils durch Gehängeschutt verdeckt), und beißt am Südostgehänge des Kulmer Kogl aus. Sein nächstes Tagesausstreichen wird dann hinter den Kasern der Mittener Alm sichtbar, von wo aus man den Serpentin bis zum Pflanzgarten ober der Mitten verfolgen kann. Nach einer Unterbrechung von mehreren hundert Metern treffen wir ihn, immer nach der Hauptstreichungsrichtung der Gebirgsschichten vorgehend, beim Lamprechtbauer in der Mitten wieder. Von hier aus kann man ihn ohne Unterbrechung bis zum Mölltal verfolgen, das er im Steinerwald erreicht, wo er in steilen Wänden gegen die Möll abfällt, das Tal etwas verengt sowie die Möll zu einer schwachen Richtungsänderung nach Südwesten zwingt.

Nach einer längeren Unterbrechung der Ausbisse, die unter den Alluvionen und unter Gehängeschutt verschwinden, finden wir den Serpentin, immer im selben Streichen (Stunde 9 ungefähr) vorgehend, am rechten Möllufer vor dem Jungfernsprung wieder. Er bildet hier die steilen und schwer zugänglichen Wände, die das rechte Möllufer zwischen dem Jungfernsprung und der Ortschaft Pockhorn zusammensetzen. In der Wasserrinne, die sich zwischen Pockhorn und dem Möllfall bei Heiligenblut am rechten Ufer in die Wände eingenagt

---

[1]) In der vorliegenden Arbeit sollen zunächst die ohne Rücksichtnahme auf die vorhandene Literatur durchgeführten Beobachtungen angeführt werden; bei Besprechung der Struktur des Serpentins soll zu den in der Literatur geäußerten Anschauungen Stellung genommen werden.

[2]) Unter „Ofen“ versteht man im Volksmunde einen aus seiner Umgebung hervorragenden großen Felsen.

[3]) Mit „Zähr“ bezeichnet man eine meist aus eckigen Blöcken zusammengesetzte Gehängeschutthalde.

[4]) „Palfen“ ist synonym für Wand.

hat, und von der später noch die Rede sein soll, sieht man den Serpentin sich in das Mölltal herabsenken, das er unweit Zlapp erreicht.

Da, wie aus dem Erwähnten hervorgeht, der Serpentin zwischen dem Zirknitztal und Zlapp bei Heiligenblut, also auf einer Längserstreckung von über 8 *km* sowohl das Hauptstreichen des ganzen Schichtkomplexes als auch das gleiche Hangend [Kalkglimmerschiefer] und Liegend [Quarzschiefer] beibehält, haben wir es hier mit einem 300 bis 400 *m* mächtigen Lagergang zu tun, dessen streichende Länge 8 *km* übersteigt.

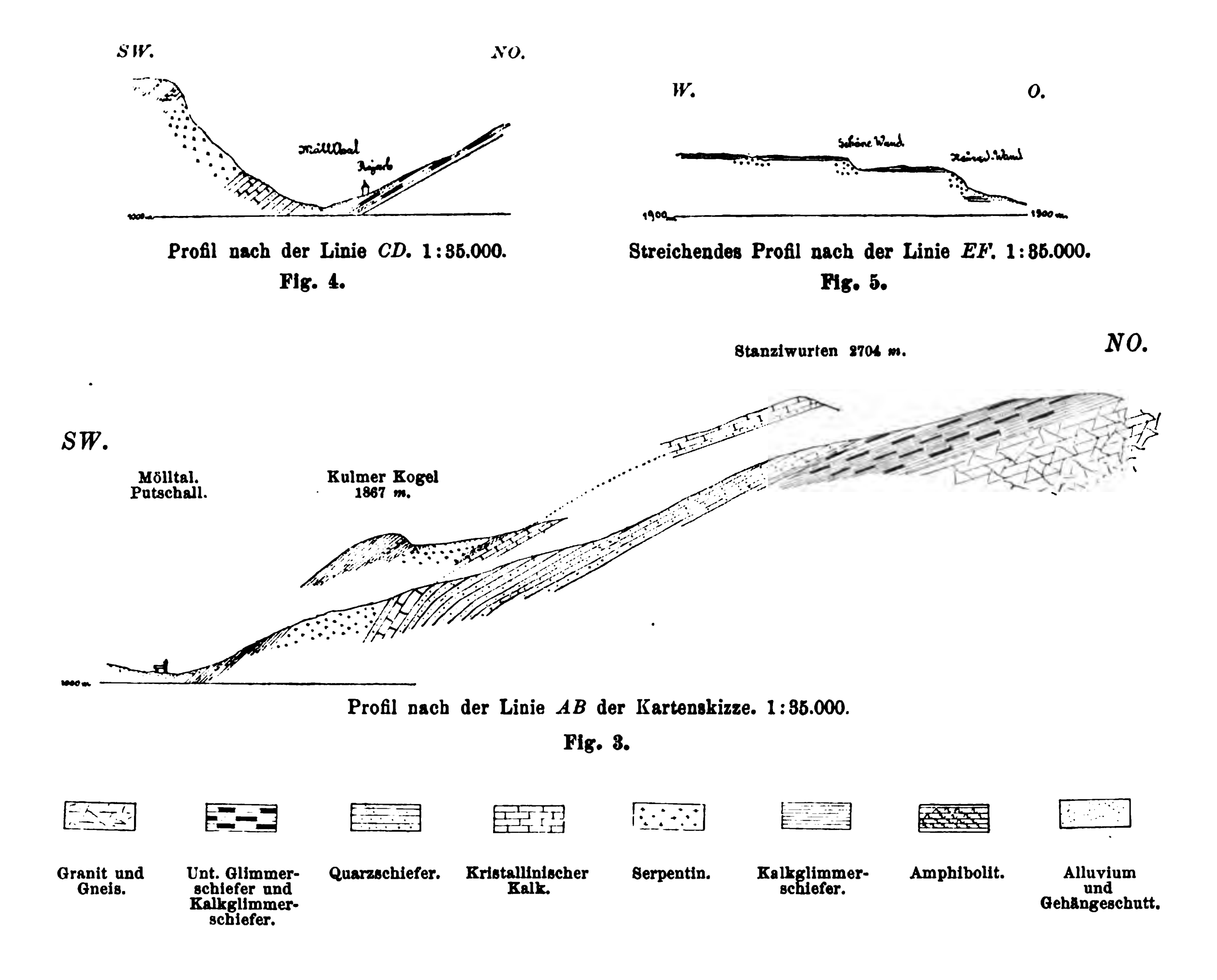
Gleichzeitig muß aber noch erwähnt werden, daß an mehreren Stellen (zum Beispiel beim Pflanzgarten ober der Mitten und vor dem Junfernsprung) beobachtet werden kann, daß dünne Apophysen des Serpentins sowohl im Hangend, als seltener jedoch, auch im Liegend konstatiert werden konnten.

Weitaus komplizierter gestalten sich die Verhältnisse am linken Möllufer zwischen Heiligenblut und dem Pasterzengletscher.

Folgt man dem Haritzersteig, das ist dem Weg, der von Heiligenblut zum Glocknerhaus führt, so sieht man zunächst einen keilförmig nach oben zugespitzten Serpentinausbiß dort, wo der Weg den Guttalbach übersetzt. Dieselbe Erscheinung, jedoch wegen der gewaltigen Schuttmassen weniger deutlich sichtbar, trifft man im „Bruchwald" wieder. Endlich begegnet man auf der Sattelalm wieder gewaltigen Serpentinausbissen, die sich bis über die Bricciuskapelle hinaus verfolgen lassen. Untersucht man das vollständig aus Kalkglimmerschiefer bestehende Gehänge in einem höheren Horizonte, so sieht man [zum Beispiel auf der Albitzen], daß die Kalkglimmerschiefer verhältnismäßig nur gering mächtig sind und überall, wo die Bäche, die zwischen der Albitzenhöhe und dem Wasserradkopf herabfließen, das Gelände tiefer angeschnitten haben, bilden die Kalkglimmerschiefer schwach gewölbte Antiklinalen, deren Kern aus Serpentin besteht. Außerdem kann man feststellen, daß die im Talgrund breiten Serpentinmassen der Bricciukapelle sich nach oben zuspitzen und in der „Schönen Wand" keilförmig ausbeißen. Dasselbe Phänomen beobachtet man in umgekehrter Lage an der Neuradwand, wo der Serpentin sich nach unten, gegen den Pàlik zu, keilförmig zuspitzt, während er sich nach oben breit auftut und mit großer Mächtigkeit gegen die blaue Zähr und den Wasserradkopf ansteigt. Das Profil *EF* und die geologische Übersichtsskizze mögen diese Verhältnisse besser erläutern.

In ähnlicher Weise verhalten sich auch die Ausbisse hinter der Himmlerschleife an der neuen Glocknerhausstraße, und der Ausbiß nahe der Golmitzerschleife, wo Serpentine auftreten, die einen mächtigen Stock bilden, der sich mit wenigen Unterbrechungen bis nach Heiligenblut erstreckt und durch den Hoferbach angeschnitten wird.

Das Ganze scheint den Eindruck zu erregen, als hätten wir es hier mit einem Serpentinstock zu tun, der nur einen verhältnismäßig dünnen Mantel von Kalkglimmerschiefern besitzt. Jedoch erscheint die Tektonik der Gebirgszüge zwischen der Möll und der kärntnerisch-salzburgischen Grenze in diesem Teile derart kompliziert, daß wir uns



Profil nach der Linie *CD*. 1:35.000.

Fig. 4.

Streichendes Profil nach der Linie *EF*. 1:35.000.

Fig. 5.

Profil nach der Linie *AB* der Kartenskizze. 1:35.000.

Fig. 3.

diesbezüglich jede Reserve vorbehalten, bis die bereits begonnenen Detailstudien ihren Abschluß gefunden haben werden.

Vorläufig beschränken wir uns auf eine kurze Andeutung der Serpentinausbisse in dieser Gegend.

Vom Palik aus zieht der Serpentin dem rechten Guttalufer folgend, unter den Wasserradkopf hinauf, der eine schöne, weithin sichtbare liegende Falte bildet, der er jedenfalls seinen Namen verdankt, da die Bevölkerung den Scheitel der Falte mit dem Namen „die Radeln“ belegt hat. Weiter finden wir am rechten Guttalgehänge noch zwei gewaltige Serpentinlinsen eingebettet.

Ein sehr ausgedehntes Serpentinvorkommen erstreckt sich ferner oberhalb des Brettersees. Der Serpentin, der hier nach einem großen Verwerfer die Schichten senkrecht abschneidet, zieht unter dem Brennkogl hindurch und bildet die Gebirgskante, die sich vom Brennkogl über die Knappenstube zum Kloben hinzieht, wo er in sehr steilen Felswänden unter dem Brennkoglkees verschwindet. Mehrere isolierte Serpentinlinsen begleiten diesen Hauptzug.

Auch die Gebirgsrippe, die das Guttal vom Tauerntal trennt, und die vom Verwerfer des Hochtors über den Margaretenkopf nach Süden zieht, besteht zum großen Teil aus Serpentin, der mit wenigen Unterbrechungen bis zur Kramserkaser ins Guttal einerseits und über die Wernischkaser ins Tauerntal anderseits herabzieht.

Endlich sei noch der Serpentin der Melitzenwand und des Lacknerberges erwähnt und dabei besonders hervorgehoben, daß am Lacknerberg der Serpentin nicht selten den Kern der zahlreichen und verknütteten Falten bildet.

Der Vollständigkeit halber sei endlich noch ein kleines Serpentinvorkommen an der Weißen Wand angeführt. Es bildet hier der Serpentin kleine elliptische Ausbisse, in denen man jedoch nirgends anstehendes Gestein finden kann, da der Serpentin in scharfkantige Stücke zerfällt, die das Anstehende überdecken.

Es erscheint jedoch mehr als wahrscheinlich, daß wir es auch hier mit einem Durchbruch des Serpentins durch die Kalkschichten zu tun haben, was noch durch die Tatsache erhärtet wird, daß der kristalline Kalk hier außer den gewöhnlichen Bestandmineralien noch Tremolit führt. (Taf. X, Fig. 1.)

Das makroskopische Aussehen des Serpentins ändert sich in der ausgedehnten Region, in der er auftritt, äußerst wenig. Er bildet überall ein massiges Gestein, das nur äußerst selten am Rande eine Bankung erkennen läßt. Absonderung in ebenen, öfter aber in gewundenen Platten (letzteres besonders in der Wasserrinne bei Pockhorn am rechten Möllufer) ist nicht selten. Besonders charakteristisch ist die Form, in die der Serpentin durch die Verwitterung zerfällt. Er bildet überall dort, wo die Tagesoberfläche wenig geneigt ist, wie zum Beispiel bei der Weißen Wand oder ober dem Brettersee im Guttal, kegelförmig zugespitzte Ausbisse, an denen man jedoch nirgends anstehende Blöcke, sondern nur pyramidenförmige faust- bis kopfgroße Stücke findet, in die der Serpentin durch die Verwitterung zerfällt.

Wird er von einem anderen Gestein teilweise überdeckt und vor der Verwitterung teilweise bewahrt, so bildet er stets äußerst steile und wegen ihrer glatten Oberfläche und des geringen Haltes, schwer zu besteigende Wände, mit mächtigen Schutthalden.

Der Serpentin ist sehr zähe, hat geringe Härte und ist am frischen Bruch homogen und kompakt und von tief blaugrüner Farbe. In etwas angewitterten Stücken treten apfelgrüne Schnürchen, besonders aber auch Talkschüppchen auf. An den verwitterten Oberflächen variiert seine Farbe zwischen lichtgrün bis blaugrün oder rot, je nach dem Oxydationszustand seines Eisens. Oft überzieht er sich mit dünnen Talkschüppchen und erscheint dann grau und matt seidenglänzend. Diopsidkristalle sowie Magnetit treten oft makroskopisch hervor.

Besonders erwähnenswert scheint mir noch der stellenweise äußerst stark entwickelte Magnetismus des Serpentins zu sein. Man wird dieser Eigenschaft schon bei einer Wanderung über den Serpentin des Brettersees und Hornkopfs gegen den Kloben hin gewahr, da die Kompaßnadel hier eine derartige Ablenkung erleidet, daß ein Orientieren der Karte nicht mehr immer gut möglich ist.

Noch deutlicher ist die magnetische Wirkung des Serpentins der vom Hochtor über den Margaretenkopf nach Süden ziehenden Gebirgsrippe. Es will den Eindruck machen, als wäre diese ganze, nordsüd gerichtete Kette ein langer, natürlicher Magnet, denn die Serpentinstücke zeigen am geographischen Südende der Kette überall einen deutlichen Südpol.

Die abgeschlagenen Handstücke behalten den Magnetismus bei, ohne daß er nachweisbar schwächer würde, und verlieren ihn auch durch mäßiges Schütteln und Schlagen nicht. Zerschlägt man ein solches Handstück, so ist jeder Splitter wieder ein natürlicher Magnet mit zwei wohlentwickelten Polen.

Was besonders auffällt, ist der Umstand, daß der Magnetismus auf einzelne Serpentinregionen beschränkt erscheint und daß zum Beispiel im Serpentinlagergange Zirknitz—Zlapp jede magnetische Wirkung fehlt. Auch kann ein Unterschied in der chemischen oder mineralogischen Zusammensetzung bisher zwischen einem magnetischen und einem nicht magnetischen Serpentin nicht gemacht werden.

Im übrigen ist das Verhalten des Serpentins in einem homogenen magnetischen Felde ähnlich jenem des Stahles. Serpentinpulver in ein Glasröhrchen gegeben und zwischen den Polen eines Elektromagneten frei aufgehängt, stellt mit großer Richtkraft die Glasröhre parallel zur Kraftlinienrichtung, wird magnetisch und verliert den Magnetismus beim Umschütteln. Größere, nicht magnetische Serpentinstücke stellen sich ebenfalls mit ihrer Längsachse parallel zu den Kraftlinien und bewahren aber einen starken remanenten Magnetismus.

b) Mikroskopische Beschreibung des Serpentins.

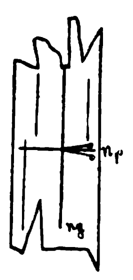
Bei der nun folgenden Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung des Serpentins wollten wir zunächst die einzelnen Bestandmineralien mit ihren optischen Eigenschaften anführen, um

dann auf die genetischen Beziehungen der Mineralien zueinander und auf die Strukturverhältnisse überzugehen.

Den an Menge weitaus vorherrschenden Bestandteil des Gesteins bildet der Antigorit.

Er ist unter dem Mikroskop meist farblos, selten schwach gelblichgrün gefärbt und von einem äußerst geringen Relief. Er bildet positiv verlängerte Nadeln mit gerader Auslöschung und besitzt eine der Verlängerung parallele Spaltrichtung, die übrigens nicht immer sichtbar

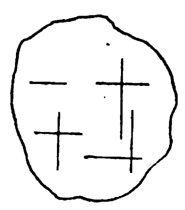
Fig. 6.



ist. Alle diese Nadeln sind nahe der maximalen Doppelbrechung, die an verschiedenen Platten gemessen wurde und Werte von $Ng - Np =$ 0·004—0·006 ergab (Fig. 6). Außerdem tritt der Antigorit noch in kleinen, runden Blättchen auf, die bei + Nic. fast isotrop erscheinen und immer senkrecht zur negativen (Np) spitzen Bissectrix geschnitten sind.

In gut entwickelten Platten kann man dann zwei aufeinander senkrecht stehende Spaltrichtungen, die parallel zu den Pinakoiden (010) und (100) sind, wahrnehmen (Fig. 7)[1]).

Fig. 7.



Der optische Achsenwinkel ist äußerst klein und oft kann man eine Veränderung des verschwommenen schwarzen Kreuzes bei der Drehung des Objekttisches überhaupt nicht wahrnehmen.

Diopsid bildet je nach dem Fortschritte der Umwandlung desselben in Antigorit entweder große, gut erhaltene Platten oder kleine,

[1]) Dieselben konnten nur an einem Exemplar mit Hilfe des Immersionsobjektivs beobachtet werden.

kaum mehr bestimmbare Körner. Er ist farblos, von ziemlich starkem Relief; seine an verschiedenen Platten gemessenen Hauptdoppelbrechungen ergaben die Werte:

$$Ng - Np = 0{\cdot}028 - 0{\cdot}029$$
$$Ng - Nm = 0{\cdot}021 - 0{\cdot}022$$
$$Nm - Np = 0{\cdot}007.$$

Ng ist die spitze Bissectrix des ziemlich großen Winkels der optischen Achsen und schließt mit der Spaltrichtung (110) einen Winkel von 37° ein. Undulöse Auslöschungen und verschwommene Umrisse der Diopsidplatten sind teils der Umwandlung des Pyroxens in Antigorit, teils der mechanischen Einwirkung zuzuschreiben.

Besonders mögen noch die stabförmigen Einschlüsse im Diopsid erwähnt werden, die sich oft unter rechtem Winkel kreuzen und von den Spaltrissen unter annähernd 45° geschnitten werden. Sie scheinen die Bildung des Antigorits in diesen Richtungen zu begünstigen.

Besonders in der Nähe des Serpentinkontakts finden wir im Serpentin den Tremolit häufig vertreten. Er ist im allgemeinen im Serpentin selbst weniger gut entwickelt als der Diopsid, hat ein schwächeres Relief und ist durch folgende Hauptdoppelbrechungen charakterisiert:

$$Ng - Np = 0{\cdot}028$$
$$Nm - Np = 0{\cdot}014 - 0{\cdot}015$$
$$Ng - Nm = 0{\cdot}013.$$

Er ist farblos; *Ng* schließt mit der Spaltrichtung (110) einen Winkel von 15—16° ein; *Np* ist die spitze Bissectrix des nahezu 90° erreichenden optischen Achsenwinkels und gleichzeitig auch die Bissectrix des 124° betragenden Winkels der beiden prismatischen Spaltrichtungen.

Der Tremolit bildet meist kleine Anhäufungen, die unregelmäßig im Dünnschliff verteilt sind, und ist fast immer in rhomboedrische Karbonate (einachsig, negativ, im Weiß höherer Ordnung polarisierend) umgewandelt.

Was diese rhomboedrischen Karbonate betrifft, so finden wir sie häufig makroskopisch in schönen, regelmäßigen Kristallen von schwachgelber Farbe in Form von Nestern im Serpentin abgeschieden (Breunerit). Im Dünnschliffe sieht man, daß dieselben teils durch Zersetzung des Tremolit entstanden sind, teils umgeben sie die großen Platten von Magnetit, teils finden wir sie in schön begrenzten, selbständigen Kristallen.

Von anderen sekundären Bildungen gehören noch Magnetit, Talk, Chlorit und Asbest dem Serpentin an.

Was den Magnetit betrifft, so fällt zunächst auf, daß opake Erze, als primäre Mineralien entwickelt, im Gestein nicht angetroffen wurden. Der Magnetit bildet niemals Kristalle von geometrischen Umrissen, sondern erscheint immer in Form von feinen Körnern, die bei der sekundären Antigoritbildung entstehen und sich oft zu Erzschnüren aneinanderreihen, die hie und da noch deutlich die Form des ur-

sprünglichen Pyroxenminerals erkennen lassen, oder aber er bildet große, ebenfalls sekundäre Platten, die sich um die Antigoritnadeln anschmiegen (Fig. 5, Taf. X).

Der Talk findet sich als Zersetzungsprodukt des Serpentins hie und da makroskopisch in Nestern und an Klüften abgeschieden und bildet feine, sich fettig anfühlende Schüppchen mit lebhaftem Seidenglanze. Unter dem Mikroskop sind die Kristalle selten scharf begrenzt und sie besitzen stets eine tiefer polarisierende Aureole; übrigens stimmen die optischen Eigenschaften mit jenen des weißen Glimmers überein, nur ist die maximale Doppelbrechung etwas größer. Endlich wird ein Mineral, das fast vollständig isotrop und farblos ist, zum Chlorit von der Gruppe des Pennin gerechnet. Dieses Mineral bildet große elliptische Platten, die häufig die opaken Erze umranden. Sein Relief ist sehr schwach und bei + Nic. schimmert es blauviolett. Zu den sekundären Bildungen des Serpentins gehört noch die schwefelgelbe Abart „der Edelserpentin", der besonders an den Blöcken zwischen dem Brettersee und Brennkogl häufiger auftritt.

Zuletzt sei noch angeführt, daß die Bildung des Serpentinasbestes am rechten Guttalufer an einigen Stellen Stufe für Stufe verfolgt werden kann.

c) Die chemische Zusammensetzung des Serpentins.

Sie schwankt verhältnismäßig wenig. Nachstehend folgen einige von mir ausgeführte Analysen[1]; Nr. I stammt vom magnetischen Serpentin des Lacknerberges (Tauerntal), Nr. II vom Federweißpalfen im Zirknitztale und Nr. III ist das Mittel der beiden übereinstimmenden Analysen des Serpentins vom Palik an der neuen Glocknerhausstraße.

	Nr. I Prozent	Nr. II Prozent	Nr. III Prozent
SiO_2	38·0	39·35	40·31
Al_2O_3	2·20	2·79	1·60
Cr_2O_3	0·89	1·00	Spur
Fe_2O_3	7·11	6·58	4·24
FeO	4·07	3·60	3·94
MnO	Spur	Spur	Spur
MgO	35·31	34·46	31·89
CaO	0·96	2·43	6·75
Glühverlust	11·14	9·87	11·43
	99·68	100·08	100·16

Drei weitere SiO_2 und Glühverlustbestimmungen des Serpentins vom „Blauen Ofen" (rechtes Möllufer gegenüber Rojach) ergaben die Werte:

	Prozent	Prozent	Prozent
SiO_2	40·93	41·08	40·53
Glühverlust	11·21	11·22	11·21

[1]) Vgl. auch Drasche, Tscherm. Min. Mitt. 1871, pag. 9.

Der hohe Gehalt von CaO im Serpentin vom Palik ist wohl jedenfalls dem Umstande zuzuschreiben, daß die Probe in unmittelbarer Nähe des Kontakts der Kalkglimmerschiefer entnommen wurde.

Beschreibung einiger Gesteinstypen.

Nr. 39. Serpentin von der Neuradwand oberm Palik.

Unter dem Mikroskop: Antigorit, in schönen Individuen, durchsetzt unregelmäßig die teilweise großen und gut erhaltenen Diopsidplatten. An anderen Stellen sind vom Diopsid nur mehr Körner erhalten, und schlechter entwickelter Antigorit herrscht vor. Magnetitkörner herrschen dort vor, wo die Umwandlung des Pyroxens nahezu vollendet ist.

Nr. 148. Serpentin von der Weißen Wand.

Dieser Schliff zeigt besonders schön die stabförmigen Einschlüsse in den großen Diopsidplatten; jene sind zur Spaltrichtung geneigt und begünstigen die Antigoritbildung. Antigorit in wirr sich kreuzenden, feinen Nadeln und in feinkörnigen Aggregaten herrscht vor. Magnetit in Körnern, nach Zügen geordnet und in Platten.

Nr. 85. Serpentin vom Federweißpalfen, Zirknitztal (Analyse II [Fig. 3, Taf. X]). Der Schliff zeigt besonders die Gitterstruktur des Antigorits in einer noch gut erhaltenen Pyroxenplatte. An anderen Stellen bildet er feinkörnige Aggregate. Pyroxen weniger häufig; Magnetit wie gewöhnlich. Pennin und Dolomit sehr selten.

Nr. 209 *a*. Serpentin am Kontakt ober der Golmitzerschleife an der neuen Glocknerhausstraße.

Unter dem Mikroskop sieht man hier besonders den Tremolit, dessen rhombische Sektionen vorherrschen und der sich in ein rhomboedrisches Karbonat umwandelt. Ferner sieht man an einigen Stellen den Antigorit in der Gitterstruktur; Pyroxen fehlt; Magnetit wie gewöhnlich.

Nr. 145 *b*. Serpentin vom Pflanzgarten.

Dolomit bildet hier schöne, regelmäßige Rhomboeder; Talk ziemlich häufig; Antigorit in feinen Nadeln und Körnern, Magnetit in großen, von Dolomit und Talk umgebenen Platten.

Nr. *E*. Serpentin vom Jungfernsprung.

Unter dem Mikroskop: Pyroxenplatten ziemlich zahlreich und stark zersetzt; Antigorit in einem wirren Nadelgewebe und Platten von Magnetit.

d) Die Struktur der Serpentine.

Über die genetischen Beziehungen der einzelnen Mineralien, welche die Serpentine der Hohen Tauern zusammensetzen, und über ihre gegenseitige räumliche Entwicklung wurden bisher so verschiedene Anschauungen ausgesprochen, daß es zweckmäßig erscheint, darauf hier kurz einzugehen.

v. Drasche, der zuerst die alpinen Serpentine genetisch studierte, stellt darin zunächst zwei Gruppen, nämlich die „eigentlichen Serpentine" und die „serpentinähnlichen Gesteine" auf. Diese beiden Gruppen unterscheiden sich weniger chemisch voneinander als vielmehr durch die Mikrostruktur und durch den Bestand des Muttergesteines. Die „eigentlichen Serpentine" sind umgewandelte Olivingesteine und ihre Struktur ist die bei der Umwandlung des Olivin so oft beobachtete „Maschenstruktur". Sie bestehen im wesentlichen aus Olivin, Bastit und Magnetit. Die „serpentinähnlichen Gesteine" sind hingegen umgewandelte Bronzitfelse, welche außer Magnetit, Diallag, Bronzit noch aus einem rhombischen Serpentinmineral bestehen. Von den beiden Handstücken aus Heiligenblut, welche Drasche untersuchte, gehört eines zu den „serpentinähnlichen Gesteinen", während er das andere den eigentlichen Serpentinen zuzählt.

Diese von v. Drasche ausgeführten Beobachtungen über einige alpine Serpentine wurden von Hussak teilweise wiederholt, weiter ausgeführt und ergänzt. Hussak gelangt zu ähnlichen Resultaten wie v. Drasche, auch er unterscheidet zwischen echtem Olivinserpentin mit Maschenstruktur und einem aus „Augitgestein" hervorgegangenen Serpentin. Hussak macht besonders auf die oft regelmäßige Anordnung der Antigoritblättchen, als für die serpentinähnlichen Gesteine charakteristisch aufmerksam. Die aus Augitgesteinen hervorgegangenen Serpentine unterscheiden sich von den Olivinserpentinen nach Hussak ferner noch durch das Fehlen von Picotit und Chromit.

Ferner ist noch bemerkenswert, daß Hussak die serpentinähnlichen Gesteine, also auch jene von Heiligenblut, als zu den kristallinen Schiefern gehörend ansieht, indem er sagt (l. c. pag. 18): „Eine Reihe alpiner Serpentine, so die von Sprechenstein, Sattelspitz und Wurmtaler Jöckl östlich von Sterzing, vom Rotenkopf im Zillertal, vom Mittersberg bei Bischofshofen in Salzburg, endlich die von Windisch-Matrey und Heiligenblut im Großglocknergebiet, sind entstanden durch Zersetzung augitreicher Schiefergesteine und nicht etwa eines Augit-, Olivin- oder Diallag-Bronzitfelses."

Bisher wurde die Maschenstruktur als charakteristisch für jene Serpentine angesehen, welche aus Olivingesteinen hervorgegangen sind. Wo Maschenstruktur fehlte und besonders wo man noch Pyroxenreste im Gestein nachweisen konnte, glaubte man mit einem Serpentin zu tun zu haben, der sich aus Pyroxengesteinen gebildet hat. Becke hat nun nachgewiesen (l. c. pag. 271 ff.), daß sich auch aus Olivinfels Antigoritserpentin ohne Maschenstruktur bilden kann. Der Antigorit tritt hierbei stets als sekundäre Neubildung auf, und Becke hält es nicht für ausgeschlossen, daß selbst zernagte Pyroxensäulchen in sternförmigen Gruppierungen als „Neubildungen von Pyroxen auf Kosten des *Ca* im Olivin" betrachtet werden könnten.

Die Frage, wann sich aus Olivinfels gewöhnlicher und wann sich Antigoritserpentin bildet, läßt Becke offen, er hebt nur hervor, daß es zur Bildung von Antigoritserpentin stets im gefalteten Gebirge gelangt, ferner sieht er die Bildung gemeinen Serpentins mit Maschenstruktur in dem von ihm, l. c., beschriebenen Vorkommen als moderne Verwitterungserscheinung an.

Ausgedehnte Untersuchungen ostalpiner Serpentine besonders jener des „Groß-Venediger Stockes, wurden von E. Weinschenk gemacht. Weinschenk gelangt hierbei zu Resultaten, die sich kurz in folgender Weise zusammenstellen lassen:

1. Die Serpentine sind nicht der Reihe der kristallinen Schiefer zuzurechnen; sie sind Intrusivgesteine. Dafür sprechen: *a*) die Form ihres geologischen Auftretens, *b*) die massige Textur, die nur lokal von einer Schichtung des sonst massigen Gesteins unterbrochen wird, *c*) die Mikrostruktur und *d*) die Erscheinungen der Kontaktmetamorphose, welche die Serpentine im Gestein, in dem sie auftreten, erzeugen.

2. Der Antigorit kann im Serpentin auch als primäres Mineral auftreten. Einen Beweis für diese Anschauung sieht Weinschenk in der regelmäßigen Verwachsung zwischen schön entwickelten Antigorit-individuen und vollkommenem frischen, unzersetzten Olivin. Diese Verwachsung erzeugt dann die „Gitterstruktur." Weinschenk gelangt so zu einem Gestein, das aus Olivin und Antigorit in regelmäßiger Verwachsung und aus Chromit als wesentlichen Bestandmineralien zusammengesetzt ist. Dieses Gestein bezeichnet er mit dem Namen „Stubachit".

3. Sowohl der Olivin als auch der primäre Antigorit können einer weiteren Umwandlung, respektive Umlagerung unterworfen werden und sekundären Antigorit bilden. Letzterer ist dem „Primären" ident, bildet aber nicht schön entwickelte Individuen, sondern wirrschuppige Aggregate, welche die primäre Gitterstruktur ganz oder teilweise verwischen können.

Die „Stubachite" und die aus ihnen gebildeten Serpentine sind nach Weinschenk in folgender Weise entstanden: Bei der Gebirgsfaltung sind infolge verschiedenen Widerstandes der verschieden zusammengesetzten Schichten Hohlräume entstanden, in welche ein, die Elemente des Wassers führendes, viskoses Magnesiasilikatmagma eingepreßt wurde und daselbst unter sehr hohem Druck erstarrte. Dieser hohe Druck ist die Ursache, daß das H_2O nicht entweichen konnte, sondern an der Konstitution der Hauptbestandteile teilnahm und so ein hydratisiertes Silikat, das ist primären Antigorit bildete [1]).

Der Prozeß der Gebirgsfaltung dauert fort und „zermalmt" wieder teilweise das bereits erstarrte Gestein, während die aus der Tiefe aufsteigenden Dämpfe und Gase die teilweise Umwandlung desselben in Serpentin herbeiführen.

Heiße Lösungen, welche als letzte Nachwirkungen des eruptiven Vorganges im Serpentin zirkulieren, setzen auf Gängen und Klüften, welche den Serpentin durchsetzen, Mineralneubildungen ab.

Diese Prozesse vollzogen sich vor Abschluß der Faltung, so daß die atmosphärischen Infiltrationswässer die Peridotite und Serpentine bereits so angetroffen haben, wie wir sie heute noch finden.

---

[1]) Weinschenk nennt die Erstarrung eines Magma, wo die Spannung noch durch den Faltungsdruck erhöht wird, „Piëzokristallisation". Vgl. hierüber: Weinschenk: Beitr. z. Petrogr. d. östl. Zentralalpen, spez. d. Groß-Venediger Stockes. II. Über d. granit. Zentralmassiv u. d. Beziehg. zw. Granit u. Gneis. Abhandl. d. II. Kl. d. kais. Akad. d Wiss. XVIII. Bd., III. Abtlg.



Es folgt ferner aus dem Angeführten, daß die Gitterstruktur für Olivinserpentine ebenso charakteristisch sein kann, wie es vor den Ausführungen Beckes von der Maschenstruktur gehalten wurde. (Vgl. Weinschenk in Groths Zeitschr., Bd 26.)

Gehen wir nun nach dieser auszugsweisen Anführung der wichtigsten einschlägigen Literatur zu den Beobachtungen zurück, die wir über die Mikrostruktur jener Serpentine anstellen können, deren geologisches Auftreten im vorangehenden gegeben wurde.

Hierbei müssen wir zunächst bemerken, daß auch v. Drasche nicht in der Lage war, Olivin in den Serpentinen von Heiligenblut sicher nachzuweisen, sondern daß jener nur nach der Form der Magnetitreste auf Olivin geschlossen hat. Eine ähnliche Beobachtung konnte auch der Verfasser machen. In keinem der zahlreichen Schliffe konnte Olivin sicher nachgewiesen werden, nur die vom Magnetit beschriebenen Konturen ähneln in einigen Schliffen den Umrissen, welche Olivin oft im Dünnschliffe zeigt. Im Zentrum der so umschriebenen Figur liegt dann meist eine Magnetitanhäufung. Deshalb erscheint er aber noch nicht zulässig, auf vollständige Abwesenheit des Olivins im Gestein schließen zu dürfen.

Was nun das Pyroxenmineral, den Diopsid betrifft, so zeigt derselbe eine Entwicklung, für die man nur eine primäre Bildung dieses Minerals annehmen kann. Um die Beziehungen zwischen Diopsid und Antigorit darzulegen, wollen wir die Verhältnisse besprechen, wie sie zunächst Fig. 2, Taf. X, zeigt: Dort sehen wir eine große, wohl entwickelte Diopsidplatte mit deutlichen Spaltrissen; sie wird von gut ausgebildeten Antigoritindividuen durchquert. Wäre dieser Antigorit eine sekundäre Bildung, so müßte es auffallen, warum die Antigoritentwicklung nicht an den leichtesten Angriffspunkten einer Umbildung des Pyroxens, das ist an den Spaltrissen zur Ausbildung gelangt ist. Im Gegenteil; die Antigoritindividuen setzen durch die Spaltrisse des Diopsid quer durch, ohne längs dieser Risse ausgelappt zu sein. Eine solche Bildung, in der sich auch nicht die Bevorzugung einer anderen Orientierungsrichtung erkennen läßt, kann wohl nicht gut als sekundäres Umwandlungsprodukt des Diopsid angesehen werden. Wir gelangen somit insofern zur selben Anschauung wie Weinschenk, daß der Antigorit auch als primärer Bestandteil des Gesteins auftreten kann. In Fig. 3, Taf. X, sehen wir die auf Auslöschung gestellte, daher dunkle Diopsidplatte, mit Antigorit regelmäßig verwachsen. Weinschenk hält es für unmöglich, daß bei der sekundären Bildung des Antigorits aus einem Pyroxen „Gitterstruktur" entstehen könne. „Die Möglichkeit einer primären Verwachsung von Pyroxen und Antigorit, welche zu ganz ähnlichen Produkten (nämlich zur Gitterstruktur) führen müßte", sagt Weinschenk (Über die Perid. etc., pag. 52) weiter, „kann ich natürlich nicht leugnen, beobachtet aber habe ich derartiges nicht."

Wir glauben aber nur auf die Figuren 2 und 3 hinweisen zu brauchen, um Weinschenk dahin zu ergänzen, daß auch ein Pyroxenmineral mit Antigorit primär verwachsen sein kann, und daß es auch in Pyroxenen zur Ausbildung der Gitterstruktur kommen kann.

Die weitere, sekundäre Umwandlung des Pyroxens in Antigorit,

ist mit denselben Vorgängen und Strukturveränderungen verbunden, wie sie bereits von anderen Autoren beschrieben worden sind und ist dabei nichts wesentlich Neues hinzuzufügen. Die großen Pyroxenplatten lösen sich zu kleinen Körnern und länglichen Schnüren auf, die nur durch gleiche optische Orientierung die Zugehörigkeit zu einem einzigen Individuum verraten, die gute Ausbildung der Antigorittafeln tritt immer mehr zurück, bis sich schließlich das Ganze in ein äußerst feinschuppiges Aggregat auflöst.

Fassen wir kurz die Resultate zusammen, zu denen wir bei der Untersuchung des Serpentins gelangt sind, so können wir sagen:

Der Serpentin bildet im oberen Teil des Mölltales einerseits einen 300—400 *m* mächtigen Lagergang, der von der Zirknitz bis nahezu nach Heiligenblut, also auf einer Längserstreckung von über 8 *km* verfolgt wurde; anderseits durchbricht der Serpentin die Gebirgsschichten gang- und stockförmig. Der eruptive Charakter des Serpentins wird sowohl durch die Art des Auftretens in Gangform als auch durch die massige Textur und Struktur und endlich durch die im folgenden Abschnitte genauer zu besprechende Kontaktmetamorphose, die er erzeugt, genügend bewiesen.

Die mikroskopische Untersuchung des Gesteins lehrt, daß dasselbe ein Antigoritserpentin ist, in dem der Antigorit einerseits als primäres Mineral mit Diopsid verwachsen auftritt, anderseits aber aus dem Diopsid durch Umwandlung desselben sekundär gebildet wurde, was in der Mikrostruktur seinen Ausdruck findet.

Tremolit, Talk, Asbest, Pennin, rhomboedrische Karbonate und Magnetit treten nebst Antigorit als sekundäre Bildungen auf.

IV. Die Kontakthöfe des Serpentins.

Die Metamorphose, die der Serpentin an seinem Kontakt mit dem Nebengesteine, das im Hangend stets der Kalkglimmerschiefer, im Liegend der Quarzschiefer ist, erzeugt, ist keineswegs konstant. Oft erscheint das Nebengestein kaum verändert, oder aber eine an einer Stelle intensive Metamorphose wird kaum mehr nachweisbar, wenn man den Kontakt in seinem Tagesausstreichen auf eine längere Strecke hin verfolgt. Die bisher studierte intensivste Metamorphose erstreckt sich nur auf wenige Meter in das Nebengestein und nirgends konnten räumlich so weitgreifende Umwandlungen festgestellt werden, wie sie Weinschenk im benachbarten Groß-Venediger Gebiete beschreibt.

Im nachfolgenden sollen zunächst einige Kontakthöfe im Hangend des Serpentins beschrieben werden, und zwar soll mit dem Studium des am Palik an der neuen Glocknerhausstraße gesammelten Materials begonnen werden.

Dort, wo die neue Glocknerhausstraße den Südausläufer der aus Serpentin bestehenden Neuradwand anschneidet (was etwa in der Höhenkote von 1950 *m* geschieht), hat die Entblößung des Gesteins



einen reichen Serpentinkontakthof aufgedeckt. Es ist dies der Kontakthof am Palik. (Fig. 8.)

Eine genauere Untersuchung desselben liefert uns folgende Resultate:



Fig. 8.

Der in der Analyse Nr. III seiner Zusammensetzung nach gegebene Serpentin (Fig. 8, rechts) wird von einer äußerst wechselnden Gesteinserie überlagert.

Es folgt unmittelbar über dem Serpentin ein fast ausschließlich aus Epidot bestehendes, massiges, körniges Gestein von graugrüner Farbe und ziemlich großer Härte. Der Epidot ist farblos bis weingelb (in letzterem Falle Ng = goldgelb; Np = lichtgelb; Nm = farblos), optisch negativ mit großem Achsenwinkel, starkem Relief und äußerst

starker Dispersion; seine Maximaldoppelbrechung schwankt zwischen 0·038 und 0·048. Häufig bildet er konzentrisch umwachsene Zonen von geometrischen Umrissen. In geringen Mengen finden wir im Epidotfels noch Zoisit (orthorhombisch, optisch positiv mit kleinem Achsenwinkel, geringer Doppelbrechung, $Ng - Np = 0{\cdot}006$, starkem Relief und starker Dispersion), Sphen (zweiachsig, negativ, kleiner Achsenwinkel, starkes Relief und äußerst starke Doppelbrechung), sowie Pyritkristalle. Tremolit und Chlorit gehören zu den seltenen Ausnahmen.

Der Epidotfels läßt absolut keine Schichtung erkennen und seine Mächtigkeit scheint in der Tiefe zuzunehmen, wie dies aus den Ergebnissen des in diesem Kontakt angelegten Schurfbaues (Fig. 8) hervorgeht.

Er geht dem Hangend zu in eine Schichte von äußerst wechselnder Zusammensetzung über, die wir als die „Erzeführende Schicht“ oder kurz als „Erzschicht“ (*c*) bezeichnen wollen.

Die Erzschicht ist zunächst dadurch charakterisiert, daß die Pyrite, die in den anderen Kontaktschichten kleine, regelmäßige Kriställchen bilden, hier zu faustgroßen Nestern anwachsen. Die Verteilung der Kiese ist nicht regelmäßig; die Nester reihen sich in oft unterbrochenen Schnüren aneinander und sind innig mit dem Nebengestein verwachsen. Meist sind die Pyrite kristallographisch schön entwickelt und nach einer mir von Herrn Dr. R. Canaval gütigst gemachten Mitteilung enthalten dieselben

6 Gramm Gold pr. T.
26 „ Silber „ „ } (nach Analysen von L. St. Rainer)

0·108% *Ni* (nach Dr. O. Bernheiner und Dr. J. Schiff).

Ferner nehmen an der mineralogischen Zusammensetzung der Erzschicht noch Tremolit, Actinot, Epidot, Zoisit, Diopsid, Albit, Anorthos, Kalzit und Sphen teil.

Diese Mineralien sind aber keineswegs gleichmäßig in der Schichte verteilt. Der Tremolit bildet den weitaus vorherrschenden Bestandteil; die anderen Mineralien finden sich in lokalen Anhäufungen unregelmäßig entwickelt, so daß bald der eine, bald der andere Bestandteil vorherrscht.

Meist besitzt die Erzschicht eine geringe Härte; in ihr ist die Verwitterung am weitesten vorgeschritten und durch die rote Farbe ihres Ausbisses kann man sie über Tag leicht verfolgen. Ihre Mächtigkeit betrug am Ausbisse des Palik 1·2 *m*.

Über dieser Schicht folgt zunächst eine 3 *m* mächtige Schicht eines dunkelgrünen, körnigen und ziemlich widerstandsfähigen Gesteins (*d*), in dem der Kalzit das vorherrschende Element bildet. Der Biotit bildet feine, annähernd parallel gelagerte Schüppchen, die fast immer von Actinot begleitet werden. Der Quarz ist selten und in runden Körnern; noch seltener treten Sphen und Epidot sowie Pyritkörner auf.

Darüber lagert sich eine 2 *m* mächtige Bank eines lichteren, grünen, geschieferten Gesteins, das durch seinen Reichtum an Feldspat einerseits und durch die große Zahl schön entwickelter Pyritkristalle, die dasselbe regelmäßig durchsetzen, charakterisiert ist.

Der Feldspat, der ausschließlich Albit ist, bildet weitaus den vorherrschenden Bestandteil dieser Schicht. Der Albit zeigt, wie in allen studierten Schliffen der Schiefer, die Eigentümlichkeit, daß Zwillingslamellen sowie Lamellen von geometrischen Umrissen fehlen oder zu den seltenen Ausnahmen gehören. Er bildet fast immer ausgelappte Platten, die voll von Einschlüssen sind, und zu seiner Bestimmung ist man fast ausschließlich auf die Seite g_1 (010) angewiesen.

Klinochor, Biotit, weißer Glimmer und Kalzit treten an Menge sehr zurück. Ferner kann man hie und da beobachten, daß in den rhombischen Körnern von Sphen Rutilstäbchen eingebettet liegen.

Eine 1 *m* mächtige Bank von grünen Schiefern, deren makroskopische und mikroskopische Beschreibung vollständig mit jener Schicht (*d*) übereinstimmt, die die „Erzschicht" überlagert, bildet den Abschluß der metamorphen Serie nach oben hin.

Diese Schichtserie wird von den Kalkglimmerschiefern überlagert, deren mineralogische Zusammensetzung (Kalzit, weißer Glimmer, Quarz, Sphen, Zoisit und opake Erze) und Struktur vollständig analog den bereits angeführten Typen dieses Gesteins ist. Die chemische Zusammensetzung dieser Kalkglimmerschiefer, die ab und zu auch Turmalin führen, ergibt sich aus nachstehenden Ziffern, die das Mittel zweier übereinstimmender Analysen sind, die vom Verfasser ausgeführt wurden.

	Prozent
SiO_2	22·50
Al_2O_3	6·74
Fe_2O_3	2·21
FeO	1·76
MgO	1·96
CaO	9·38
$CaCO_3$	47·28
K_2O	0·53
Na_2O	1·62
H_2O	6·80
	100·78

Schließlich sei noch erwähnt, daß wir in den Kalkglimmerschiefern weiter im Hangend des besprochenen Kontakts noch eine Bank von metamorphen Kalkglimmerschiefern eingeschaltet finden, die jedenfalls einer Serpentinapophyse entspricht.

Eine tabellarische Übersicht der Gesteine dieses Kontakthofes ergibt demnach:

1. Serpentin (Analyse Nr. III rechts auf der Fig. 8; massig, bildet den rechten Ulm des Stollens).

Antigorit vorherrschend.
Diopsid seltener.
Magnetit sekundär.
Dolomit selten.

2. Epidotfels.

Epidot, fast das einzige Element.
Tremolit selten.
Sphen selten.
Pyrit selten.

3. Erzführende Schicht (*c*). (In ihr und teilweise in Nr. 2 ist der Stollen angesteckt.)

Schwefelkies lokal in größeren Mengen.
Tremolit gleichmäßiger verteilt.
Diopsid ungleichmäßig verteilt und seltener.
Actinot ungleichmäßig verteilt und seltener.
Epidot seltener.
Zoisit seltener.
Albit und Anorthos lokal in größeren Mengen.
Sphen seltener.
Kalzit seltener.

4. Unmittelbares Hangend der Erzschicht (*d*). (Bildet den linken Ulm des Stollens.)

Kalzit sehr häufig.
Biotit ziemlich häufig.
Actinot ziemlich häufig.
Quarz selten.
Sphen.
Epidot.
Pyrit.

5. Metamorphe Schiefer.

Albit sehr häufig.
Pyrit sehr häufig.
Chlinochlor ziemlich häufig.
Sphen ziemlich häufig.
Rutil selten.
Biotit seltener.
Weißer Glimmer seltener.
Kalzit selten.
Zoisit sehr selten.

6. Schicht von analoger Zusammensetzung wie Nr. 4.

7. Kalkglimmerschiefer (Analyse pag. 400).

Kalzit häufig.
Weißer Glimmer häufig.
Quarz weniger häufig.
Sphen selten.
Zoisit sehr selten.
Turmalin sehr selten.
Opake Erze selten.

Einen ähnlichen Kontakthof, von viel geringerer Mächtigkeit jedoch, treffen wir einige Meter von der Golmitzer Schleife aufwärts,

an der neuen Glocknerhausstraße. Wir können hierbei nachstehende Gesteinsfolge feststellen:

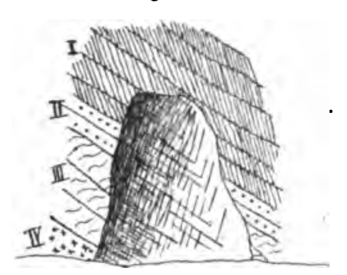
a) Serpentin, bestehend aus: Antigorit, Tremolit, Dolomit und Magnetit;

b) Kontaktschiefer, bestehend aus: Tremolit (in großer Menge), Kalzit (ziemlich häufig), Chlinochlor, Talk und Pyrit;

c) Kalkglimmerschiefer, fast keinen Einfluß der Metamorphose mehr zeigend: Kalzit (vorherrschend), weißer Glimmer, Quarz (ziemlich reichlich), Zoisit und Sphen, selten Pyrit.

Weiter im Mölltale abwärts gehend, stoßen wir noch in der ober Pockhorn in die Möll mündenden Wasserrinne, von der bereits öfters die Rede war, auf einen ziemlich ausgedehnten Serpentinkontakthof, der dadurch noch interessanter wird, daß sich hier mit dem Kontakthof ein Quarzgang schart, was eine Anreicherung der Kiese im Quarze zur Folge hat. Im übrigen treffen wir hier dieselben Mineralien als am Palik, weshalb wir von einer genaueren Beschreibung absehen wollen.

Fig. 9.



Skizze des Stollenmundloches im Steinerwald.

Kurz mögen nur noch die Serpentinapophysen erwähnt werden, die in der Nähe der Hangendkontakte sich oft in Schnüren und elliptischen Säulen zwischen die Schichtlagen des Kalkglimmerschiefers eindrängen.

Jedenfalls in Verbindung mit dem Serpentin steht auch das Schwefelkiesvorkommen im Steinerwalde (linkes Möllufer, nahe der Judenbrücke, etwa 150 *m* über der Talsohle), das durch einen etwa 10 *m* langen Stollen streichend verfolgt wurde. Wie man aus der obenstehenden Figur (9) und aus deren Erklärung ersieht, fällt hier vor allem die Abwesenheit der sonst typischen Kontaktmineralien auf

I = Kalkglimmerschiefer, sich fettig anfühlend, gut gebankt.

Unter dem Mikroskop: Grüner Glimmer, Ng = braungrün, Np = gelb; häufig und in parallelen Schnüren. Kalzit in großen Platten, den Grund des Schliffes bildend. Sphen, Apatit, Chlorit und Magnetit selten.

II = Kalkglimmerschieferbank, 25 *cm* mächtig, mit zahlreichen, bis zu Daumengröße anwachsenden Kieskristallen.

Unter dem Mikroskop: Zusammensetzung vollständig analog Nr. I.

III = Kalkglimmerschiefer, sich fett anfühlend und ohne Kiese. Unter dem Mikroskop: Zusammensetzung vollständig ident Nr. I.

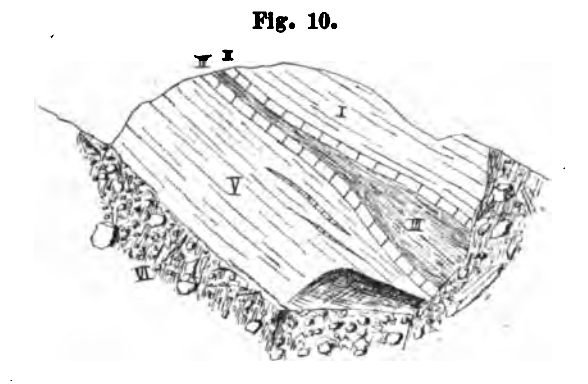
IV = Serpentin, in den Hangendpartien noch Kalzit und Talk führend.

Was die Liegendkontakthöfe betrifft, so sind sie im allgemeinen von sehr geringer Mächtigkeit und besonders dadurch charakterisiert, daß der Quarzschiefer stets einen Amphibol (meist Tremolit) führt, der an Menge um so mehr zunimmt, je mehr man sich dem Serpentin nähert.

Ein solcher Liegendkontakt ist besonders am Fuße der bei Pockhorn öfters erwähnten Wasserrinne schön aufgeschlossen.

Bevor wir die Kontaktbildungen verlassen, wollen wir noch kurz ein Vorkommen von *Cu*-Karbonaten in den metamorphen Kalken der Weißen Wand erwähnen, das mit dem dort auftretenden und pag. 388 genauer beschriebenen Serpentin in Zusammenhang zu bringen ist.

Fig. 10.



Skizze des verbrochenen Stollens 120 *m* südlich der Weißen Wand.

Die Bildung dieses im beigegebenen Croquis (Fig. 10) skizzierten Vorkommens, das ebenfalls bergmännisch untersucht wurde, scheint dem thermalen Nachspiele der Serpentineruption zuzuschreiben zu sein.

I = Metamorpher Kalk mit Quarzit in den Liegendpartien.

Unter dem Mikroskop: Kalzit in zwei, im II. Abschnitte angegebenen Generationen. Weißer Glimmer in feinen Nadeln; Quarz in runden Körnern (selten); Pyrit selten.

II = 20 *cm* mächtiges Lager von Baryt mit wenig Quarzit.

III = Quarzit und Baryt innig durchdrungen.

IV = analog II.

V = Quarzit mit „Gefährten" der Barytbank, ferner Kalk.

Die *Cu*-Karbonate kommen stets im Baryt vor. Letzterer bildet oft kleine mikroskopische Gänge im Quarzit. Der Baryt ist grobkörnig und unter dem Mikroskop durch folgende Eigenschaften charakterisiert:

Farblos, mittleres Relief, orthorhombisch und meist große Platten bildend.

$$Ng = a, Nm = b, Np = c$$
$$Ng - Np = 0{\cdot}009 - 0{\cdot}012$$
$$Ng - Nm = 0{\cdot}007 - 0{\cdot}01$$

Die prismatischen Spaltrisse, die sich auf der Basis (001) unter 105° schneiden, sind nicht immer sichtbar; auch die Spaltrisse ⊥ zu (001) sind oft schwer zu erkennen.

Ein anderes *Cu*-Erzvorkommen (Bornit) tritt nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Oberbergrates Dr. R. Canaval in der Nähe des Jungfernsprung gegenüber Rojach beim „Blauen Ofen" auf. Es soll sich um ein gangförmiges, einst abgebautes Vorkommen handeln, das jedoch trotz wiederholten Nachsuchens mit ortskundigen Einwohnern bisher nicht aufgefunden werden konnte.

Überblick über die Serpentinkontakthöfe.

Die bisher über die Kontaktmetamorphose des Serpentins ausgeführten zahlreichen Untersuchungen, von denen wegen ihrer Gleichförmigkeit nicht alle hier eingehender behandelt wurden, führen uns zu folgenden Resultaten:

1. Der Serpentinkontakt folgt den Schichten oder jenen Flächen, nach denen der Durchbruch des Gesteins erfolgte; es treten aber auch kleinere Lagen und gangförmige Apophysen des Serpentins im Nebengestein auf.

2. Die mineralogische und chemische Umwandlung des Nebengesteins durch den Serpentin erstreckt sich auf verhältnismäßig geringe Entfernungen und ist nicht auf mehr als 8 *m* hin fühlbar; oft ist der Kontakthof nur wenige Zentimeter mächtig, oft kaum nachweisbar.

3. Außerdem ist besonders für die Hangendkontakte eine stete Erzführung (Schwefelkies) charakteristisch, während im Serpentin selbst Erze als primäre Mineralien nicht mehr vorhanden sind. Diese Erze imprägnieren das Kontaktgestein, ohne daß es zu einer Anhäufung derselben gelangt wäre, was eine von den Ursachen ist, daß die darauf angelegten Bergbaue über das Untersuchungsstadium nicht hinauskamen.

4. Durch den Serpentin wurde dem ursprünglichen Nebengestein neue Substanz zugeführt und es fanden chemische Reaktionen zwischen beiden Massen statt, die zur Mineralumbildung und Neubildung führten. Zu diesen Um- und Neubildungen gehören: Epidot, Zoisit, Diopsid, Tremolit, Actinot, Talk, Feldspat, Biotit, Granat, Chlorit und Erze.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Tafel X.

Geologische und petrographische Untersuchungen im Ober-Mölltal in Kärnten.

Erklärung zu Tafel X.

Fig. 1 (Dünnschliff Nr. 154 *a*). Kalk von der Weißen Wand.

Man sieht deutlich die beiden Kalzitgenerationen, von denen eine grob-, die andere feinkörnig ist. Links unten ein Teil eines Tremolitkristalls. Nic. + (T = Tremolit, c, C = Kalzit).

Fig. 2 (Dünnschliff Nr. 39). Serpentin von der Neuradwand, ober dem Palik.

Die graue Masse, welche den Grund des Schliffs bildet, ist Diopsid = D, dessen Spaltrisse von links oben nach rechts unten verlaufen.

Der Antigorit = A (teils fast ausgelöscht und dunkel, teils fast bei Maximalintensität und daher hell) bildet prismatische Kristalle.

Fig. 3 (Dünnschliff Nr. 85). Serpentin vom „Federweißpalfen“ im Zirknitztal.

Die Diopsidplatte im Hintergrund ist ausgelöscht und erscheint schwarz; die Antigoritnadeln = A sind regelmäßig mit dem Diopsid verwachsen.

Fig. 4 (Dünnschliff Nr. 148 *a*). Serpentin von der Weißen Wand.

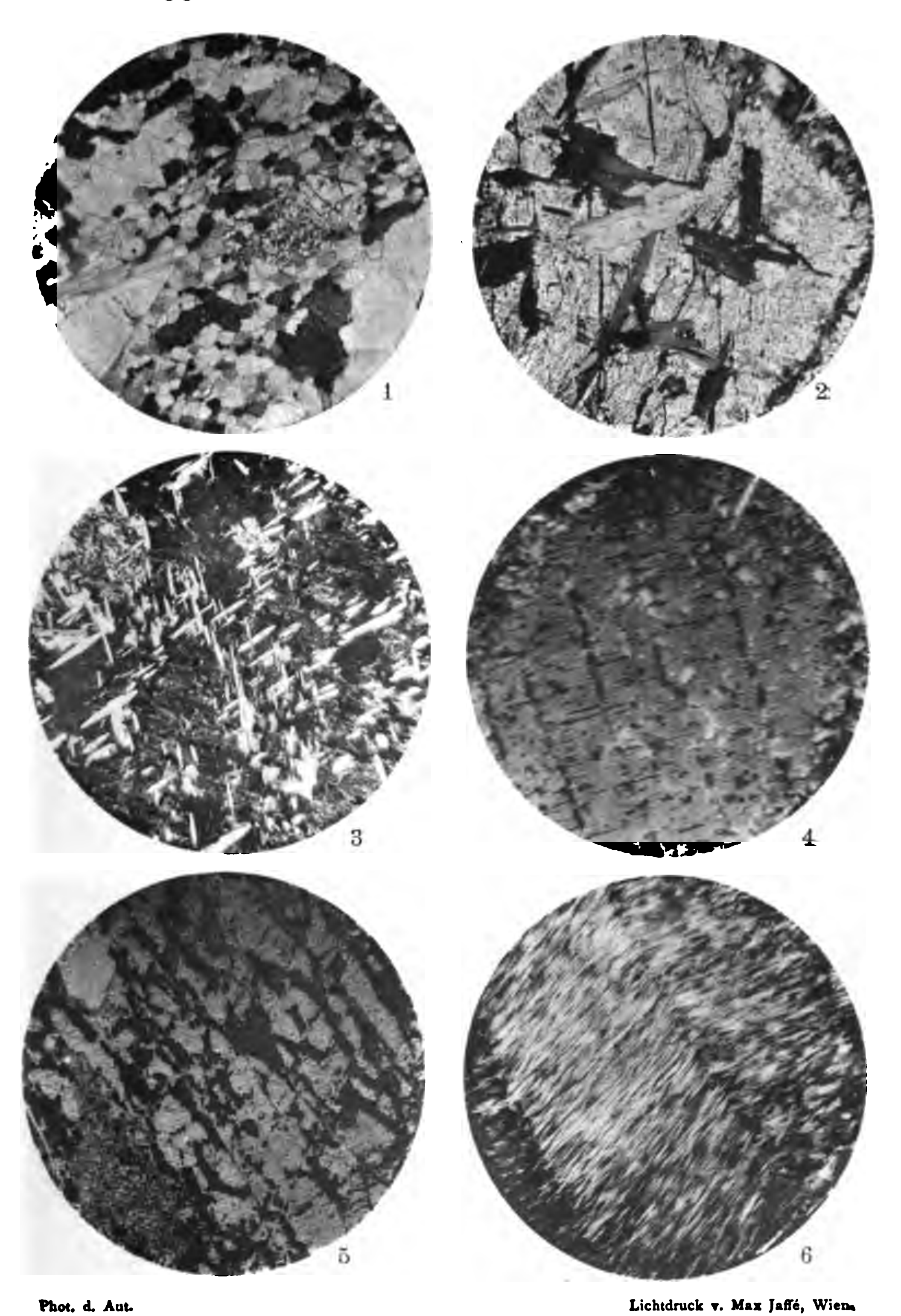
Eine große Diopsidplatte = D bildet den Grund, in dieser sieht man nahezu horizontal liegende Spaltrisse, und fast $\perp$ hierzu die Reihen opaker Einschlüsse sowie den Anfang der Antigoritbildung.

Fig. 5 (Dünnschliff Nr. 54). Serpentin vom Südwestausläufer des Lacknerberges.

Von einem primären Mineral ist nichts mehr zu sehen; Antigorit (grau) bildet den Hintergrund; Magnetit tritt als sekundäre Bildung in Schnüren und Flecken auf.

Fig. 6 (Dünnschliff Nr. 42). Serpentin aus dem Guttal, rechtes Ufer über der Kramser Kaser.

Der Schliff zeigt Serpentin in eng verfilzten Fasern.



Phot. d. Aut. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe.

Mit drei Tafeln (XI [I]—XIII [III]), einer Kartenskizze und 7 Profilen im Texte.

Von Dr. Giov. Battista Trener.

Einleitung.

Was im folgenden mitgeteilt werden soll, bezieht sich auf jenen Teil des nördlichen Abschnittes der Presanellagruppe, welcher noch auf dem Blatte Bormio und Passo del Tonale (Zone 20, Kol. III der Generalstabskarte) liegt. Gegen Süden und Osten ist das Gebiet vom Rande des Blattes, gegen Osten von der Reichsgrenze, gegen Norden vom Torrente Vermigliana und östlich vom Ort Fucine vom Torrente Noce abgegrenzt. Die betreffende geologische Neuaufnahme wurde im Herbst 1903 ausgeführt, anschließend an den von Dr. Hammer aufgenommenen Teil desselben Blattes[1]).

Die Karte ist derzeit im Druck und nachdem sie bald erscheinen wird, möchte ich in bezug auf topographische und geologische Einzelheiten, soweit die beigegebene Kartenskizze nicht ausreicht, auf dieselbe hinweisen.

In topographischer Hinsicht gehört das aufgenommene Gebiet dem nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Die Presanella selbst sowie eine Hauptkette bleibt auf dem südlich anschließenden Blatt Tione, so daß wir hier hauptsächlich nur die zahlreichen Seitengebirgskämme, welche in meridianer Richtung laufen, treffen. Die letzten bilden kühne Gebirgsgraten, solange sie im Bereiche der Tonaliteruptivmasse bleiben, sie stumpfen sich aber plötzlich ganz ab, sobald sie die Grenze derselben erreichen. Das Gebiet der weichen Schiefer ist vom Tonalepaß bis Dimaro von einer flachen Talstufe, wo sich mächtige Glazialablagerungen ausgebreitet haben, markiert.

---

[1]) Dr. W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, Bd. 55, Heft 1, pag. 1—26.



I. Historischer Überblick.

Über die geologischen Verhältnisse des nördlichen Abhanges der Presanellagruppe lagen bis in die neuere Zeit nur spärliche Angaben vor.

Josef Trinker[1]), der als Kommissär des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg, den südlichen Teil des Landes in den Jahren 1844—1846 flüchtig bereiste, gibt in dem Bericht der neunten Generalversammlung des Vereines[1]) ein Profil von der Landesgrenze am Tonale über den Pellerspitz. Die Eruptivmasse ist hier von Glimmerschiefer begrenzt und die Kontaktfläche fällt steil unregelmäßig nach Norden ein.

G. v. Rath[2]), der Entdecker des Tonalits, beschreibt das Gestein des Tonalepasses und erwähnt auch den Tonalitgneis, den er richtig als eine „Varietät" des Eruptivgesteins betrachtet, in welcher Glimmer und Hornblende ungefähr parallele Lagen bilden.

Richard Lepsius[3]) hat das ganze westliche Südtirol in den Jahren 1875—1876 im Maßstab 1:144.000 aufgenommen und eingehend beschrieben. Auf einer Karte zeigt die Tonalitmasse im Norden eine Gneiszone, welche im Durchschnitte zirka einen Kilometer breit ist und bei der Mündung der Val Stavel auskeilt. Im Text ist (pag. 193) das Vorkommen eines grobkörnigen Granits erwähnt, der von dem zweiten rechten Seitenbache des Val Nambin entblößt wird und einen Stock oder mächtigen Gang im Gneis bildet. Sonst vermissen wir direkte Angaben über unser Gebiet. Es wird nur im allgemeinen bemerkt, daß der Gneis am Tonalit scharf abschneidet und daß rings um den Tonalitstock die Hülle der kristallinen Schiefer mantelförmig abfällt, also im obersten Val di Sole nach Norden einfällt.

Guido Stache[4]) schreibt in seinem Reisebericht über die Umrandung des Adamellostockes folgendes: „Der nordöstliche Abschnitt, im wesentlichen das Presanellagebirge, zeigt vom Val Seria im Norden bis südwärts von Val di Genova eine einerseits in den eigentlichen Tonalit, anderseits in die phyllitischen Gneise Übergänge zeigende Umhüllungszone eines durch Hornblendekristalle charakterisierten Gneises, den man am besten als Tonalitgneis bezeichnet. Hierdurch

[1]) Josef Trinker, Bericht über die im Sommer 1846 vorgenommene geognostisch-montanistische Reise in Südtirol. In: Bericht über die am 15. Mai 1847 abgehaltene 9. Generalversammlung des Vereines zur geognostisch-montanistischen Durchforschung des Landes Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, Wagner, 1847, pag. 3—30.

[2]) G. v. Rath, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Alpen. I. Über das Gestein des Adamellogebietes. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. XVI, 1864.

[3]) R. Lepsius, Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. Berlin 1878.

[4]) Guido Stache, Die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879, pag. 300. Vgl. aber auch: Verhandl. 1880, Reisebericht, 3. Aus den Randgebieten des Adamellogebirges, pag. 255.



ist die enge Verbindung des Tonalitstockes mit der umgebenden kristallinischen Gneis- und Schieferformation gegeben . . ."

Weitere Details kann man aber aus der von Stache im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt im Jahre 1878 aufgenommenen Karte im Maßstab 1 : 75.000 entnehmen. Diese Karte liegt als provisorische Aufnahme im Archiv unserer Anstalt im Original vor und wurden von derselben nur handkolorierte Kopien ausgegeben. Die Tonalitgrenze erscheint auf der Stacheschen Karte als eine wellige Linie, welche von Passo del Tonale südlich von Baiti di Pozzi Bassi vorbeizieht; von hier an verläuft sie beinahe parallel der Tonalitgneisgrenze, welche eben bei Baiti auskeilt. Die letzte überschreitet nun Val di Stavel, passiert den nächsten Gebirgskamm zwischen Croz della Luna und die südlich liegende Spitze 2294 *m*; berührt das nördliche Ufer des Lago di Barco, überschreitet den Scaveserücken etwa 600 *m* von dem Dosso di Scavese (1936 *m*), erreicht den kleinen See 1711 *m*, der südlich von Malga Fazzon di sopra (1543 *m*) liegt und zieht in dieselbe Richtung nach Malga Marilleva hin; von hier aus nimmt sie einen südlichen Verlauf, biegt um den M. Vigo 2040 *m* und zieht etwas westlich von Malghetta über Pradalago nach der Stelle, welche auf der Ausgabe 1891 (Nachträge 1896) der österreichischen Spezialkarte mit der Höhenkote 1969 markiert ist.

Die Tonalitgneisgrenze bildet im Norden einen Saum von zirka 1 *km* Breite um das Tonalitmassiv; im Osten erreicht derselbe eine Breite von zirka 2 *km*. Parallel der Tonalitgrenze, respektive der Tonalitgneiszone läuft eine schmale Phyllitzone, die im Mittel eine Breite von 300 *m* besitzt und im Val Ussaja auskeilt. Durch eine außerordentlich wenig wellige Linie von dieser abgegrenzt ist ein 1 *km* breiter Komplex von schwarzen Phylliten. Die nördliche Grenze desselben zieht von Volpaja nach Malghetta di Palù und von hier nach Malga del Dosso (Malga Montanelle, Kartenausgabe 1880); Val Fazzon wird bei der Malga desselben Namens überschritten und von hier aus erreicht die Grenzlinie den östlichen Rand des Kartenblattes bei Malghetto alto. Eine kleine Zone von Flaser- und Knotengneis ist zwischen die Phyllite und die schwarzen Phyllite eingeschaltet; sie beginnt in Val del Merlo an der Tonalestraße, zieht bei Malga di Pecè vorbei und keilt in Val Ricolonda südlich von Baito Businoi aus. Der schwarzen Phyllitzone folgen nun Glimmerschiefer und Schiefergneis, welche die Vermigliana und die Nocelinie erreichen; die Grenzlinie gegen die schwarzen Phyllite ist annähernd durch folgende Punkte fixiert: Masi di Stavel, Malghette di Palù, Malga del Dosso, Malghetta di Val Piana, Malga Fazzon und Malghetto alto.

W. Salomon[1]) teilte im Jahre 1891 und in den folgenden Jahren eine Reihe neuer Beobachtungen aus dem von uns in Betracht

[1]) W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des M. Adamello. Tschermaks Mitteil. XII, 1891, pag. 412. Nuove osservazioni nelle regioni di Cima d'Asta e dell'Adamello. Giornale di mineralogia cristallografia e petrografia, Milano 1892, pag. 141. — Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad., Berlin 1901, pag. 170.

genommenen Gebiete mit. Er bestätigte die Richtigkeit der Beobachtung Staches, daß sich eine scharfe Grenze zwischen Tonalitgneis und Tonalit nicht ziehen läßt, daß beide vielmehr ganz allmählich ineinander übergehen. Durch die mikroskopische Untersuchung fand er sich zu der Annahme berechtigt, daß die Parallelstruktur der gneisartigen Modifikation des Tonalits als ein Produkt der Dynamometamorphose, der Tonalitgneis selbst als eine dynamometamorphe Modifikation des Tonalits aufzufassen ist. Er entdeckte ferner so wie an anderen Orten auch am Passo del Tonale eine Kontaktzone.

Die letzte wurde auf der Nordseite der Presanella im Jahre 1900 genauer verfolgt. Es wurde zunächst die Grenze der Tonalitmasse an folgenden Punkten festgestellt: auf der Ostseite des Tonalepasses nur wenig südlich des topographischen Einschnittes, bei Malga Pecè auf dem rechten Ufer des Torrente Vermigliana höchstens 200 *m* über dem Bache; in Val Stavel wenig nördlich des Baito Businoi; in Val Piana etwa 250 *m* nördlich von dem trigonometrischen Signal des Scaveserückens. Es wurde ferner der Verlauf der Tonaleverwerfung bis in Val Piana bestimmt. Die Fortsetzung der Quarzlagenphyllite der oberen Val Camonica bis zur Val Piana sowie das Vorkommen von schwarzen kohligen Phylliten und Augengneisen war, wie aus dem oben Gesagten herausgeht, schon in der Stacheschen Karte eingezeichnet, freilich hat er dieses in seiner Publikation nicht erwähnt. Salomon versuchte auch die Tektonik dieser Region festzustellen und teilt eine Anzahl von Richtungsmessungen mit. Am Ussajabach beobachtete er das Auftreten einer mächtigen Bronzit-Serpentinmasse. In der Val Piana fand er, daß der in der Nähe der Grenze auftretende Tonalitgneis Einschlüsse der benachbarten Schiefer enthält und Gänge in sie entsendet. Weitere Einzelheiten der Salomonschen Mitteilung werde ich im nachstehenden zum Teil ergänzend, zum Teil kritisch besprechend anführen.

II. Geologische Beschreibung.

In dem Aufbau des Gebietes nördlich des Noce, also des Vorlandes der Presanella-Eruptivmasse, beteiligen sich nach Dr. Hammer zwei Formationen: die obersten Horizonte der Gneisformation und die Phyllite. Gneis und Phyllitgneis herrschen in dem Lande südlich des Hauptkammes Königsjoch-Tresero; man unterscheidet drei Fazies: eine phyllitgneisige, eine quarzreiche und eine gneisglimmerschiefrige. Für uns haben nur die zwei letzteren Faziesbezirke ein unmittelbares Interesse, nämlich die Tonalegruppe und die Tremenescagruppe, welche direkt an die Grenze meines Aufnahmsterrains stoßen.

Der Sockel der Tonalegruppe besteht auf der nördlichen Seite aus einem zweiglimmerigen, 1000—1500 *m* mächtigen Gneis; auf diesem liegen Quarzite, Quarzitschiefer und ganz dunkelgraue und schwarze Schiefer, zweiglimmerige Gneise, Kalke und stahlgraue Phyllite. Diese

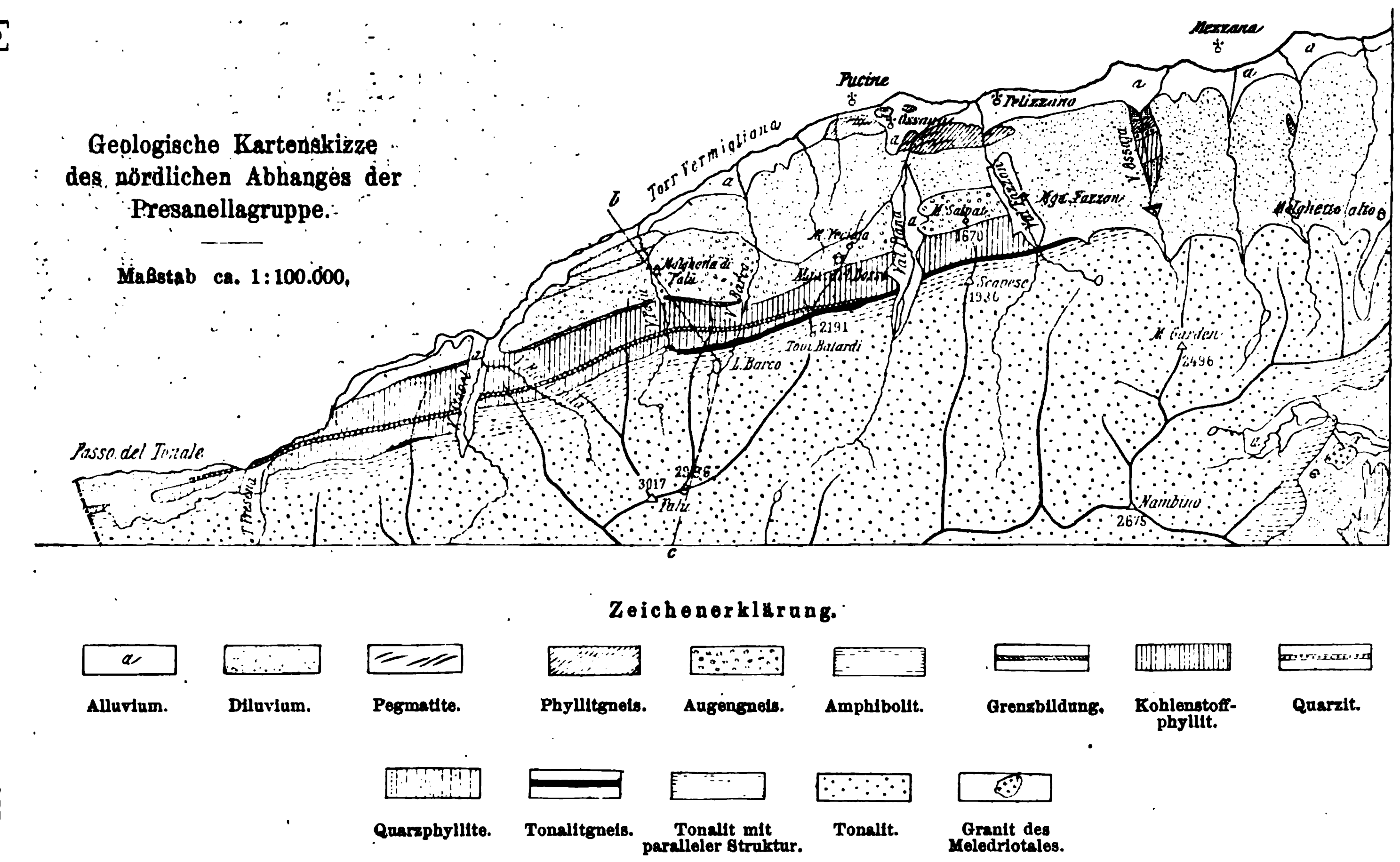


ganze, etwa 300—400 *m* mächtige Serie geht im Osten rasch in die Phyllitgneisausbildung über. Die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler liegen in zweiglimmerigen, phyllitischen Gneisen, die stellenweise von außerordentlich vielen pegmatitischen Gängen und Adern durchgetränkt sind und dadurch ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten haben. Hammer kann nicht sicher angeben, in welchem Altersverhältnis diese Gneise zu der quarzitischen Serie stehen. Diese Phyllitgneise überschreiten das Nocetal zwischen Fucine und Cogolo, bilden die Gehänge ober Celentino und gehen bald im Hochtale des Lago Cadinel in Gneisglimmerschiefer über.

Überschreiten wir nun die Nocegrenzlinie und betreten wir das orographische Gebiet der Presanellagruppe! Bei der Begehung des äußersten nördlichen Randes findet man zunächst noch kleine Reste der vorliegenden geologischen Gruppen der Tonale und Tremenesca, welche vom Vermiglianabach, beziehungsweise vom Torrente Noce von der Hauptpartie abgeschnitten wurden. Westlich von Fucine ist noch der Tonalefaziesbezirk derselben Phyllitgneise, welche den südlichen Abhang der Tonalegruppe bilden, vertreten, während man östlich von dieser Ortschaft am Fuße der ersten Talstufe, noch den oben erwähnten Gneisglimmerschiefern der Tremenescagruppe begegnet.

Die Gneisphyllite.

Die Gneisphyllite bilden eine schmale Zone, welche vom Volpaja nach der Val Palù zieht. Ihre Mächtigkeit beträgt an der ersten Talstufe von Val Palù gemessen zirka 200 *m*. Der hier vorkommende Gneisphyllit besteht aus einem dunklen, kompakten Gestein von phyllitischem Aussehen; an den Schichtflächen tritt als charakteristisches Merkmal das Auftreten von großen, zirka bis zu 1 *cm* breiten Muskovithäutchen hervor; er besteht hauptsächlich aus Quarz, Albit, Biotitschuppen und -blättern und Muskovit. In dem Gesteinskomplex kommen häufig dunkle Lagen eines Gesteines vor, welches makroskopisch mit kohligem Schiefer verwechselt werden könnte; u. d. M. zeigte sich aber, daß Mineralbestand und Struktur derjenigen des Hauptgesteines vollkommen gleich sind und die schwärzliche Farbe nur von einer außerordentlich großen Menge von Titaneisenstaub herrührt; Kohlenstoff konnte weder mit Hilfe des Mikroskops noch durch die weiter unten beschriebenen chemischen Untersuchungsmethoden nachgewiesen werden. Vom Val Barco bis Fucine herrschen Moränenablagerungen, welche hier eine Mächtigkeit von 200—300 *m* erreichen. Der nächste Aufschluß im Anstehenden liegt schon vis-a-vis von Fucine und zeigt dieselben phyllitischen Gneise mit zahlreichen Pegmatitgängen, welche nach Hammer (l. c. pag. 5) die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler bilden und derart von pegmatitischem Magma durchgetränkt sind, daß es ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten hat. Tatsächlich besteht das Gestein aus gleichen Mengen von Biotit und Muskovit mit sehr wenig Quarz und Oligoklas. Die Pegmatitgänge sind so zahl-


Geologische Kartenskizze des nördlichen Abhanges der Presanellagruppe.
Maßstab ca. 1:100.000.
Passo del Tonale
Torr. Vermigliana
Fucine
Pellizzano
Mezzana
Mga. Fazzon
Malghetto alto
L. Barco
Toni Balardi
2191
1670
1936
3017
2496
2675
Nambino
Zeichenerklärung.
Alluvium.
Diluvium.
Pegmatite.
Phyllitgneis.
Augengneis.
Amphibolit.
Grenzbildung.
Kohlenstoff-phyllit.
Quarzit.
Quarzphyllite.
Tonalitgneis.
Tonalit mit paralleler Struktur.
Tonalit.
Granit des Meledriotales.

reich, daß von denselben nur einzelne größere auf der Karte eingezeichnet werden konnten.

Bei Ossana sind die feldspatführenden Glimmerschiefer auch von einem kleinen Granitausbruch durchsetzt, der wahrscheinlich als ein kleiner Stock zu betrachten ist. Zwischen Ossana und Pelizzano gehen die Gneisphyllite in quarzitische Glimmerschiefer über, welche ebenfalls von Aplit- und Pegmatitgängen reichlich durchzogen sind.

Die Gneisglimmerschiefer der Tremenescagruppe Hammers findet man in einem einzigen kleinen isolierten Aufschluß, welcher in dem Tälchen zwischen Malga di Capai und Malga di Piano am linken Ufer zu sehen ist.

Amphibolite bilden kleine und größere Züge, welche parallel den Phyllitgneisen streichen. Der größere Zug zieht vom Volpaja nach der Val Palù; der Hügel, auf welchem das Schloß Ossana gebaut ist, besteht ebenfalls aus einem mit dem ersten mineralogisch identischen Amphibolit und schließlich ist die Serpentinmasse, welche Salomon[1]) aus der Mündung der Val Ussaja erwähnt hat, nichts anderes als ein Amphibolitzug, welcher bloß an einigen Stellen in Serpentin umgewandelt wurde.

Der Augengneis von Stavel.

Mit dem nächsten Glied, dem Augengneis von Stavel, betreten wir das eigentliche Gebiet der Presanella, das ist jene schmale Zone, welche parallel dem nördlichen Rande des Tonalits läuft und dem Einfluß dieser mächtigen Eruptivmasse unterliegt. Vor allem fällt die Einförmigkeit des Baues und die Einfachheit der Struktur dieser Zone auf; denn sie besteht hauptsächlich aus drei schmalen Zonen schiefriger Gesteine, welche miteinander sowohl dem Rande des Tonalits parallel laufen und deren Schichten wenn nicht gar saiger oder ganz steil gegen Süden einfallen. Vom Tonalepaß lassen sich die drei genannten Zonen bis ins Val Ussaja, das ist bis an den letzten Aufschluß an der Ostgrenze des Blattes verfolgen; man ist wohl zu der Annahme berechtigt, daß sie unter den mächtigen Alluvionen weiter nach Osten ziehen und erst an der Judikarienlinie abbrechen.

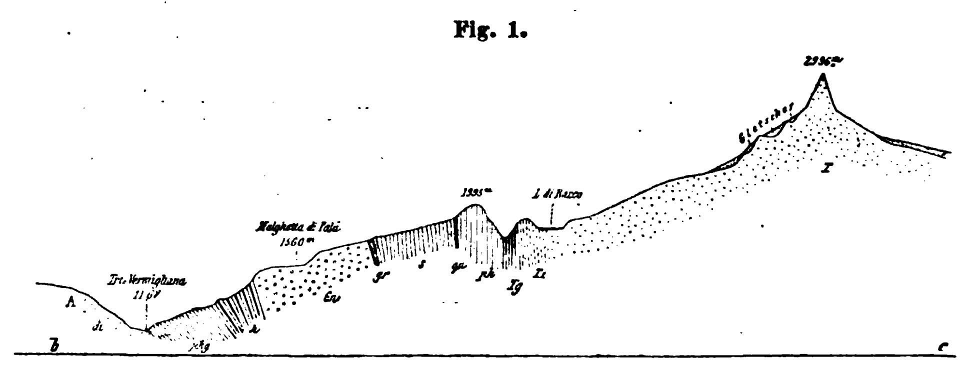
Der Augengneis von Stavel — nach dem Vorschlag Salomons so nach dem bequemsten Aufschlußtal genannt — ist ein Orthogneis.

Die Mächtigkeit des Augengneises ist sehr verschieden; im Val Stavel beträgt sie beinahe einen Kilometer, in der Val Palù kaum 500 *m*, in der Val di Barco 1250 *m*; von hier aus verschmälert er sich wieder und in der Val Ussaja ist er kaum 40 *m* mächtig. Das steht in engem Zusammenhang mit den verschiedenen Stadien der Pressung des Gesteines; wo dieses wenig gepreßt ist, ist es am mächtigsten, nimmt aber an Mächtigkeit ab in dem Maße, als die Pressung steigt. Wie weit die Druckschieferung gegangen ist, wird in dem petrographischen Teile beschrieben und mit Hilfe der Mikrophotographien

[1]) W. Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. der königl. preuß. Akad., Berlin 1901.

demonstriert. Aber auch makroskopisch ist die Erscheinung ganz gut im Terrain zu verfolgen. Nur durch die zahlreichen Übergänge ist ja dem Feldgeologen die Möglichkeit geboten, das dem Chloritschiefer ähnliche Gestein der stärksten Pressungszonen als ursprünglichen Augengneis zu erkennen. Eine Verschiedenheit der Pressungsgrade

Fig. 1.



Maßstab 1:50.000.

(Das Profil verlauft nach der Linie *b—c* der vorstehenden Kartenskizze.)

A = Alluvium. — *di* = Diluvium. — *phg* = Phyllitgneis. — *h* = Amphibolit. — *Gn* = Augengneis. — *gr* = Grauwackenähnliche Grenzbildung. — *s* = Kohlenstoffphyllite. — *qu* = Quarzit. — *ph* = Quarzphyllit. — *Tg* = Tonalitgneis. — T_1 = Tonalit mit paralleler Struktur. — *T* = Tonalit.

ist nicht nur an den verschiedenen Punkten der langen Zone zu bemerken, sondern an einer und derselben Stelle. So zeigen zum Beispiel bei Velon die äußersten Schichten des Gneises das größte Stadium der Pressung, während bergauf, also gegen die Mitte zu die Beschaffenheit des Gesteines sich dem normalen nähert. (Vgl. Taf. XII [II], Fig. 1, 2, 3, 4.)

Die Quarzphyllite.

Die Augengneiszone ist im Süden von einer ebensolangen Zone von schwarzen Quarzphylliten begrenzt. Es sind Phyllite, die den gewöhnlichen Quarzphylliten im Habitus und Mineralbestand gleichzustellen sind. Nur ist die Farbe gewöhnlich intensiv schwarz, so daß der Silberglanz verdeckt ist; einzelne Lagen sind grauschwarz gefärbt und lassen dann den Glanz durchschimmern. Die schwarze Farbe rührt von feinen Partikelchen amorphen Kohlenstoffes her, welche in sämtlichen Mineralien, sogar im Quarz verteilt, aber zum größten Teil am Rande derselben und in parallelen Lagen konzentriert sind. Die amorphe Natur des Kohlenstoffes wurde auf chemischem Wege mit der Methode von Berthelot ermittelt. Über die Anwendung dieser Methode, welche bis heute in der Petrographie vollständig unbekannt ist, wird in einem Anhang „Über die Natur des Kohlenstoffes in kristallinischen Gesteinen“, neben kritischen Bemerkungen über die diesbezügliche Literatur, weiter unten die Rede sein.

Ähnliche schwarze Phyllite, die ebenfalls wahrscheinlich Kohlenstoffphyllite sind, haben sich nach Salomon[1]) in der Schiefergruppe, die er Edoloschiefer genannt hat, weit verbreitet. Sie bilden dort Züge, welche keinem bestimmten Horizont entsprechen, in den Quarzlagenphylliten, und zwar hauptsächlich in der untersten Partie derselben. In der Alpi Cozie zeigen sich nach Novarese[2]) kohlenstoffhaltige Schiefer in zwei verschiedenen Niveaus: das untere ist fast sicher karbonisch, das obere entspricht den mesozoischen Kalkschiefern. Es dürften übrigens der größte Teil der filladi grafitiche der italienischen Alpen und die Graphitoidphyllite der deutschen Geologen eben keinen Graphit, sondern nur amorphen Kohlenstoff enthalten: aber sogar für höher kristallinische kohlenstoffhaltige Schiefer hat man bisher nur sehr selten den Beweis für die graphitische Natur des Kohlenstoffes geliefert[3]).

Die Grenze zwischen den Augengneisen und den Kohlenstoff-Quarzphylliten wird auf einer großen Strecke, und zwar von Velon bis in die Val di Barco (5·2 *km*) und dann wieder zur Val Ussaja von einem schmalen (10—30 *m*) Gesteinszug markiert. Das braune oder schwarze Gestein läßt sich weder makroskopisch noch mikroskopisch bestimmen. Es ist sehr brüchig und von zahlreichen kleinen Harnischflächen durchzogen, so daß es recht schwer ist, eine ganz frische Bruchfläche zu erhalten; auf dieser sieht man dann ein helleres Netzwerk von aus Kalk bestehenden Adern.

Unter dem Mikroskop erhält man ein unauflösbares Bild. Zu den durchsichtigen bestimmbaren Bestandteilen gehört Kalkspat in feinen Adern und dann kleine Quarz- und Feldspatkörnchen, die aus einer dunklen Masse hervorschimmern. Die letzteren wurden einer näheren Prüfung unterzogen und beweisen die klastische Natur des Gesteines, denn sie bestehen alle aus Feldspatbruchstücken. Eine ganz genaue Bestimmung dieser Feldspate gelang nicht, es wurde aber sicher festgestellt, daß Plagioklase die Hauptzahl der Körnchen bildet und daß einzelne größere Körner aus Orthoklas bestehen. Die Grundmasse wurde, nachdem durch Glühen der Kohlenstoffstaub entfernt worden war, etwas heller, blieb aber unter dem Mikroskop unauflösbar. In parallelem Licht bietet sie einen sehr schmutzigen Anblick dar, da nichts zu erkennen ist und unter gekreutzten Nikols bleibt sie konstant dunkel, läßt aber erkennen, daß sie aus einem sehr feinen Aggregat von Körnchen besteht. Es wird später von diesem Gestein noch die Rede sein, denn es liegt an der Grenze des Augengneises, wo Salomon seine Bruchlinie durchzieht, und könnte eventuell als eine Art Reibungsprodukt aufgefaßt werden.

---

[1]) Curioni, Geologia applicata della provincie lombarde. Milano 1877, I. Bd. — Salomon, Geol. u. Petr. aus Mt. Aviolo. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1890, pag. 409 u. 532. — Nuove osservazioni nelle reg. di Cima d'Asta e dell' Adamello. Giornale di miner. e petrogr. Milano 1892. —. Über geol. Aufnahmen usw. Sitzungsber. 1901, pag. 174 u. a. O.

[2]) Novarese, La grafite nelle alpi piemontesi. Atti dell'Acc. di Torino 1904—1905, Vol. XL, pag. 241. Mit zahlreichen Literaturangaben.

[3]) Vergleiche die Literaturangaben in dem Anhange bei „Graphitoid".

Auf die Kohlenstoffphyllite, welche gern Harnischflächen neben der gewöhnlichen Fältelung zeigen, folgt nach Süden hin eine sehr dünne Zone von ziemlich reinem Quarzit, welcher sich mit dem Hammer gewöhnlich in dicke Blätter zerteilen läßt. Er ist weißlich mit einem Stich ins Gelbe oder Grüne; seine Mächtigkeit schwankt zwischen 3—6 *m*. Diese schmale Zone läßt sich kontinuierlich vom Tonalepaß bis in die Val Piana verfolgen und besitzt also eine Länge von 11 *km*.

Die nächste Zone besteht wieder aus Quarzphylliten, welche eine mittlere Mächtigkeit von 250 *m* besitzen. Die eigentümliche bläuliche Farbe der Phyllite verrät die Nähe der Tonalitgrenze, welche bald von schiefrigen Hornfelsen und Hornfelsen angekündigt wird.

Der Tonalit.

Der Tonalit des nördlichen Abhanges der Presanellagruppe gehört zu dem nördlichen Saum der Adamelloeruptivmasse. Die Tonalitgrenze stimmt, insoweit sie auf unser Kartenblatt fällt, bis in die Val Piana — abgesehen von unbedeutenden Abweichungen — sehr gut mit jener, welche Salomon beschrieben hat. Von der Val Piana aus nimmt die Grenzlinie tatsächlich einen nördlicheren Verlauf ein, als der genannte Autor vermutete; sie erreicht nämlich nicht die Val di Sole zwischen Diolasa und Dimaro. Die außerordentlich mächtigen Schuttablagerungen machen eine genaue Verfolgung des Tonalitrandes nach Osten unmöglich. Doch bieten uns der Aufschluß in der Val Ussaja, wo der Tonalit noch zum Vorschein kommt, und das Hervortauchen der Gneisglimmer bei Malga Capai genügende Anhaltspunkte, um die Grenzlinie südlich von Malga di Capai und Malga di Piano, also im Mittel zirka 1 *km* südlicher, als Salomon vermutete, zu verlegen. Sie dürfte somit etwa in der Nähe der Malga piccola di Dimaro (auf dem Blatt Cles) an die Judikarienlinie stoßen.

Es ist hier eine Berichtigung des angrenzenden Blattes Cles notwendig: jene Fläche bei Malghetto, Malghetto alto und Spolverin, welche als zweiglimmeriger Gneis koloriert erscheint, gehört zu der Tonalitmasse und der Gneis ist tatsächlich ein Tonalit mit paralleler Struktur oder Tonalitgneis.

Während von Malga Almazzago bis zum Meledriotale die Grenzlinie mit der Judikarienbruchlinie zusammenfällt, so daß die Eruptivmasse an den Hauptdolomit stößt, schiebt sich bei Pradalago eine zirka 1 *km* breite Schieferzone zwischen beide ein, welche den Tonalit bis in die Val Rendena weiter begleitet.

Das Gestein der Eruptivmasse der Presanella gehört wenigstens in unserem Blatte zum typischen Tonalit. Wir sind nämlich in unmittelbarer Nähe des Tonalepasses, der Lokalität, wo G. v. Rath, der Entdecker des Tonalits, die Handstücke für die Beschreibung des neuen Gesteines sammelte. Es wäre daher überflüssig, die makroskopischen Eigenschaften des Gesteines zu beschreiben; es sei vielmehr auf den petrographischen Teil dieser Arbeit hingewiesen, wo eine vollständige mikroskopische Beschreibung, welche man bis heute vermißte, gegeben wird.



Aplitische und pegmatitische, zu dem Tonalit gehörende Gänge oder Adern sind selten. Die basischen Ausscheidungen von meist Faustgröße erscheinen am Rande der Eruptivmasse besonders häufig; man kann oft etliche zehn auf einem und demselben Block zählen.

Der Tonalit nimmt in der Nähe des Randes eine parallele Struktur an, welche sich allmählich soweit entwickelt, daß das Gestein einen gneisigen Habitus annimmt. Von einer scharfen Grenze und überhaupt von einer Grenzlinie kann absolut nicht die Rede sein, so allmählich ist der Übergang. Im Bereiche unseres Kartenblattes, und zwar am nördlichen Rande des Presanellagebirges beginnt die Umgestaltung in einer Entfernung von zirka 6—800 *m* von demselben; anfangs ist die parallele Struktur erst an sehr großen Gesteinsflächen sichtbar und nur sehr nahe am Rande (50—100 *m*) kommt dieselbe auch im Handstück zur Geltung; ganz dicht an dem Rande selbst ist das Gestein soweit verändert, daß es mit bloßem Auge als Eruptivgestein nur von einem geübten Auge erkennbar ist.

Die mikroskopische Untersuchung der Randzone, und zwar namentlich die Bestimmung der Plagioklase, hat zu dem Ergebnis geführt, daß sie basischer ist als die Zentralmasse.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase im Kern war in

normalem Tonalit	55—60%	*An.*
einer dunklen Varietät	52%	„
Tonalit mit paralleler Struktur . .	60%	„
Tonalitgneis	73—75%	„

Aus diesen Angaben geht die Zunahme der Basizität des Tonalits gegen den Rand zu, klar hervor. Die Zunahme der farbigen Gemengteile, welche besonders dicht am Rande hervortreten, ist in dieser Beziehung nicht maßgebend, denn dieselbe ist nicht so groß, daß sie den Zweifel heben könnte, die dunklere Farbe sei bloß durch die parallele Struktur bedingt. Auf eine lange Strecke der Tonalitgrenzlinie, und zwar von der Val Palù bis in die Val Ussaja (zirka 7 *km*) läßt sich aber eine schmale Randzone verfolgen, bei welcher ein solcher Zweifel nicht mehr möglich ist. Das Gestein dieser Zone ist im Vergleiche zum Tonalit sehr dunkel; sein Hauptmerkmal besteht aber darin, daß es makroskopisch unmöglich ist, in demselben die ursprüngliche Eruptivnatur zu erkennen. Die hohe Basizität dieses Gesteines, welche schon aus der Menge der dunklen Gemengteile ersichtlich ist, wird von der Plagioklasbestimmung bestätigt, wie aus der vorangehenden Zusammenstellung zu ersehen ist.

Diese Zone geht in der Mehrzahl der beobachteten Profile sehr rasch aus jener des Tonalits mit paralleler Struktur hervor, so daß man von einer ziemlich scharfen Grenze sprechen kann, obwohl der Übergang unschwer zu konstatieren ist. Diese Verhältnisse können vielleicht die stark abweichenden Beschreibungen der älteren Autoren erklären. Diejenigen, welche von einer scharfen Grenze des Tonalitgneises sprechen, müssen, wenn man nicht einen zu groben Beobachtungsfehler annehmen soll, ihre Beobachtungen im Bereiche dieser basischen Zone gemacht und den Ausdruck „Tonalitgneis" bloß auf diese beschränkt haben. Ich selbst wäre geneigt, diese Einschränkung zu

billigen. Der Ausdruck „Tonalitgneis" paßt eigentlich nicht für den Tonalit mit paralleler Struktur, denn dieser ist nach meinen Beobachtungen selbst in der äußersten Randzone, wo die parallele Struktur am stärksten hervortritt, immer von einem geübten Auge als Eruptivgestein, und zwar als Tonalit zu erkennen; auch bilden die dunklen Gemengteile keine kontinuierlichen Lagen; eine Lagenstruktur tritt nie deutlich hervor, sondern Hornblende und Glimmer sind immer regellos verteilt. Höchstens könnte man den Tonalit der äußersten Randzone, welcher allein eine sehr ausgeprägte parallele Struktur zeigt, als körnigen Gneis bezeichnen. Ich möchte aber wenigstens für mein Gebiet einen solchen Namen nicht anwenden mit Berücksichtigung der allzu geringen Mächtigkeit der Zone, von welcher derselbe in Anwendung kommen könnte, und des ganz allmählichen Überganges. Auf meiner Karte habe ich tatsächlich die Zone des Tonalits mit paralleler Struktur von jener des Tonalitgneises getrennt. Bei dem letzten ist der Habitus zweifellos jener eines Gneises und die Struktur ist eine deutlich flaserige bis schiefrige.

Dieselben Kriterien hatten Sederholm und andere skandinavische Geologen in ähnlichen Fällen angewendet [1]). Dagegen hat Stache [2]) die ganze breite Zone des Tonalits mit paralleler Struktur, wie aus seiner Karte klar hervorgeht, als Tonalitgneis ausgeschieden. Herr Bergrat Teller [3]) nannte das Gestein bei einer mündlichen Diskussion über diesen Gegenstand sowie bei Vergleichung mit seinem Material Tonalitgneis, erst wenn dasselbe eine deutlich flaserige Struktur zeigt und im Handstück bei bloß makroskopischer Untersuchung ohne Heranziehung der geologischen Verhältnisse nicht ohne weiteres als dem körnigen Tonalit angehörig erkennbar ist. Auch Löwl [4]) spricht dem Tonalitgneis eine flaserige Struktur zu.

Salomon [5]) gibt der Meinung Ausdruck, daß der Tonalitgneiss wohl besser als „gneisartiger Tonalit" zu bezeichnen sei, mit Rücksicht auf den Umstand, daß der Tonalitgneis als eine dynamometamophe Modifikation des Tonalits aufzufassen ist. Der „gneisartige Tonalit" Salomons bezieht sich auf die ganze Zone Staches, von der Val Seria westlich des Tonale bis südwärts von der Val Genova, und faßt also meinen Tonalit mit paralleler Struktur und meinen Tonalitgneis zusammen.

---

[1]) J. J. Sederholm, Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitteil. 1891, Bd. XII, pag. 100,

[2]) G. Stache, Die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879, und die im Manuskript vorliegende Karte des Adamello- und Presanellagebirges, welche in dem Archiv der k. k. geologischen Reichsanstalt aufbewahrt ist.

[3]) Vgl. auch: F. Teller, Zur Tektonik der Brixner Granitmasse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1881.

[4]) F. Löwl, Die Tonalitkerne der Riesenferner in Tirol. Petermanns Mitteil. 1893, Heft IV u. V.

[5]) W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello. Tschermaks Min. und Petr. Mitt. 1891, Bd. XII, pag. 410–412.



Becke und Löwl[1]) haben auf der gemeinsam ausgearbeiteten Karte, welche dem Führer zu den Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern beigegeben ist, einen flaserigen Tonalitgneis (Flasertonalit) und einen körnigen Tonalitgneis (Tonalit) ausgeschieden.

Der Gesteinstypus, welchen Petrascheck[2]) als Tonalitgneis beschrieben hat, stimmt ebenfalls, nach freundlichen Mitteilungen des A. sowie nach dem Materialsvergleich, nur mit meinem Tonalitgneis.

Es wäre somit die Zweckmäßigkeit der zweifachen Benennung: Tonalitgneis und Tonalit mit paralleler Struktur zur Genüge bewiesen; eventuell kann man, wo es notwendig ist, den Übergangstypus als körnigen Tonalitgneis bezeichnen.

Es kommt jetzt die Frage der Entstehung des Tonalitgneises an die Reihe.

Wenn wir von älteren Anschauungen, welche bloß mit den damals noch nicht klargelegten Lagerungsverhältnissen in Zusammenhang stehen, absehen wollen, so sind nur die Erklärungen von Salomon[3]) und Löwl[4]) zu erwähnen; beide beziehen sich auf unser Gebiet.

Salomon ist von der von ihm zuerst festgestellten Tatsache, daß die Parallelstruktur der gneisartigen Modifikation des Tonalits als ein Produkt der Dynamometamorphose aufzufassen ist, ausgegangen. Sie entstand nämlich nach vollendeter Kristallisation, wie die zahlreichen Druckerscheinungen bei der mikroskopischen Untersuchung kundgeben. Anderseits ist die Gneiszone im Adamellogebiete nur auf den östlichen und nördlichen (Nordabhang der Presanellagruppe) Rand der Eruptivmasse beschränkt. Somit ist „das Auftreten der dynamometamorphen, gneisartigen Modifikation des Tonalits an die Nähe von Linien geknüpft, längs welcher gewaltige Bewegungen des Gebirges stattgefunden haben und in deren Nachbarschaft die bewegten Gesteinsmassen naturgemäß auch ungeheuren Pressungen ausgesetzt waren“.

Diese Linien sind im Osten die Judikarienlinie und im Norden die von Salomon beschriebene Tonalelinie.

Im Gegensatze zu dieser Auffassung hält Löwl die Annahme für wahrscheinlicher, daß die Schieferung des Tonalits durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas entstanden sei.

Die mikroskopischen Untersuchungen meines Materials, welches aus mehreren Punkten des Tonalitmasserandes vom Passo del Tonale bis zur Val Meledrio stammt, haben die Bestätigung gebracht, daß bei dem Tonalit mit paralleler Struktur, bei dem körnigen Tonalit-

---

[1]) Becke und Löwl, Geologische Übersichtskarte des Westabschnittes der Hohen Tauern in Führer für die Exkursionen in Österreich des IX. Internation. Geologenkongresses Wien 1903.

[2]) W. Petrascheck, Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1904, Bd. 54, pag. 47.

[3]) W. Salomon, Neue Beobachtungen etc. In: Tschermaks M. 1891, Bd. XII, pag. 411 u. ff.

[4]) F. Löwl, Die Tonalitkerne der Riesenferner in Tirol. Petermanns M. 1893, Heft IV u. V. In der Fußnote auf pag. 114.

gneis sowie bei dem Tonalitgneis die Struktur eine fast reine Kataklasschieferung ist. Diese ist um so deutlicher, je mehr man sich dem Rande nähert; sie erreicht den höchsten Grad bei dem Tonalitgneis und ist hier auch von einer ziemlich reichen Neubildung von Epidot begleitet.

Was aber die Erklärung, welche Salomon für die Entstehung der Tonalitgneiszone gegeben hat, betrifft, so haben meine Untersuchungen im Felde sowie am Mikroskop Resultate ergeben, welche mit dieser Erklärungsweise nicht übereinstimmen.

Nach Salomon ist, wie gesagt, das Auftreten der gneisartigen Modifikation des Tonalits an die Nähe von tektonischen Linien geknüpft; unmittelbar entlang dem südwestnordöstlich verlaufenden Teile der gneisartigen Zone streicht die Judikarienbruchlinie; im Süden aber, wo die Tonalitgrenze weiter nach Westen zurücktritt, da nimmt auch der Tonalit, selbst in der Nähe der Grenze, wieder seine normale Struktur an.

Das ist auch im ganzen und großen richtig; sobald wir aber die Details untersuchen, stimmt das nicht mehr so gut überein. Nach der Manuskriptkarte von Stache bricht die Gneiszone in der Umgebung von Pinzolo ab; im Süden reicht sie bis Caderzone, im Westen dringt sie der Val di Genova entlang bis Aquabona. Am Campigliopaß ist der Tonalitrand höchstens 1 *km* entfernt; bei Pinzolo aber, gerade wo die Tonalitgneiszone an Mächtigkeit stark gewinnt, beträgt die Entfernung schon 5 *km*. Im Süden, wo die Zone des gneisartigen Tonalits nicht mehr beobachtet wurde, habe ich auf der Stacheschen Manuskriptkarte folgende Distanzen gemessen: bei Spiazzo di Rendena 5 *km*, bei Villa Rendena 5 *km*, bei Breguzzo 6 *km*. Die Distanz der Bruchlinie von dem Tonalitrande bleibt also noch auf einer Strecke von 15 *km* nach Süden noch immer dieselbe wie bei Pinzolo und trotzdem fehlt nach den bisher vorhandenen Daten die gneisartige Tonalitzone.

Freilich darf man nicht vergessen, daß die Pressung, welche entlang einer und derselben Linie ausgeübt wird, sehr verschieden sein wird; auch wird die Beschaffenheit der dazwischenliegenden Schieferzone, welche auch mehr oder minder elastisch sein kann, eine Rolle spielen.

Ein Hindernis für die Annahme der Salomonschen Auffassung sind auch die Granitstöcke von Corno alto und Sabbione. Der erste liegt unmittelbar dicht an der Judikarienlinie und ist, wie sein sekundärer Kontakt mit dem Sedimentärgebirge genügend beweist, sicher älter als die Judikarienlinie selbst. Von dem Sabbionegranit ist keine Zone mit paralleler Struktur bekannt; es ist nun schwer zu verstehen, wie eine Pressung, welche von der Bruchlinie ausgeübt wurde, die Sabbionegranitmasse unversehrt ließ, um erst hinter ihrem Rücken in einer Entfernung von 5 *km* auf dem Tonalit wirksam hervorzutreten.

Der Corno altogranit, von dem ebenfalls keine Randzone mit paralleler Struktur bekannt ist, wird nach der Stacheschen Manuskriptkarte gegen Nord, Nordost und Nordwest von dem gneisartigen Tonalit umwallt und ist selbst an seinem östlichen Rande nur 2 *km* von der Judikarienlinie entfernt.



Die zwei Beispiele würden aber ihre Kraft stark einbüßen, sobald man sich vorstellte, daß die Kataklase auf diese Granitmassen in anderer Weise gewirkt haben und erst unter dem Mikroskop nachweisbar sein könnten. Da wir eine mikroskopische Beschreibung dieser Granite vorläufig vermissen, so muß man auch eine Entscheidung über diesen Fall verschieben. Ein solcher Zweifel ist aber bei einem dritten Granitstocke ausgeschlossen, welcher sich bereits im Bereiche des Kartenblattes Tonale findet. Es handelt sich um einen kleinen Granitstock, welcher in dem oberen Meledriotale neben der Malga Malghetto aufgeschlossen ist und schon von Lepsius und neuerdings von Salomon erwähnt wurde. Er durchbricht hier die Schieferzone, welche an dieser Stelle zwischen der Judikarienlinie und der Tonalitmasse liegt. Sein Alter läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen; da er aber Bruchstücke seiner Schieferhülle als Einschlüsse enthält, so muß man ihn als jünger als die letztere betrachten; es wird wohl auch kaum jemand einen Zweifel darüber hegen, daß er doch immer älter als die Judikarienlinie selbst sei. Die Entfernung dieser Störungslinie von dem Tonalitrande beträgt höchstens 1200 *m*, während der westliche Saum des Granitstockes von demselben schätzungsweise kaum 100 *m* entfernt ist; wegen Mangels an Aufschlüssen war hier weder eine genauere Messung noch das Studium der Lagerungsverhältnisse zwischen dem Granitstocke und der Tonalitmasse durchführbar. So viel steht aber fest, daß der Granitstock von Malghetto zwischen der Judikarienlinie und der gneisartigen Tonalitzone liegt. Diese ist hier besonders breit und dürfte mit 1 *km* eher zu nieder als zu hoch geschätzt sein.

Der Granit von Malghetto zeigt aber keine Spur von Kataklasen, obwohl er so nahe der Judikarienlinie als auch der Tonalitmasse ist. Unter dem Mikroskop zeigt erst der Quarz eine kleine undulöse Auslöschung, welche durchaus nicht abnormal ist. Tatsächlich ist der Granit, wie Salomon berichtet[1]), „so stark zertrümmert, daß es schwer hält, größere Stücke zu schlagen“. Diese Erscheinung steht aber in keinem Zusammenhange mit der Pressung; der Granit ist ganz einfach tief zersetzt, da er von zwei Bächlein aufgeschlossen wurde, welche ihn permanent in einem feuchten Zustande erhalten.

Am nördlichen Abhange der Pressanella sollte, nach Salomon, die Tonalitgneiszone an die Tonalelinie geknüpft sein. Die Existenz dieser Linie ist allerdings im Bereiche meines Aufnahmsgebietes nicht bewiesen; wie ich weiter unten darlegen werde, ist meine Mühe, um sichere Anhaltspunkte zu gewinnen, welche die Verlängerung der fraglichen Störungslinie westlich vom Tonalepaß beweisen könnten, fruchtlos geblieben. Die mikroskopische Untersuchung des gesammelten Materials hat aber Beweise genug erbracht für die Existenz einer Zone von stark gepreßten Gesteinen, welche an der Stelle der fraglichen Bruchlinie auftritt. Schon in dem nördlich liegenden Gebiete hat Hammer[2]), und zwar auf der Linie Rabbi—Cercena—Cogolo, eine

[1]) Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber., Berlin 1901, pag. 181.

[2]) Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1905, Bd. 55.

Zone beschrieben, welche alle Zeichen starker mechanischer Inanspruchnahme zeigt; auch die Pegmatite haben oft Druckerscheinungen angenommen. Eine ähnliche Zone hat Salomon[1]) in dem Mortirolotale gefunden und ausführlich petrographisch beschrieben.

Über unsere Quetschzone wird schon an dieser Stelle berichtet, obwohl sie zu den tektonischen Erscheinungen gehört, weil man trotz aller Zweifel, die man über die Tonalelinie hegen kann, doch die Diskussion der Anschauung Salomons über die Entstehung des gneisartigen Tonalits auch auf dem Presanellagebiete annehmen muß, denn schließlich für seine Theorie eine lange Zone der Pressung noch günstiger sein dürfte als eine Bruchlinie. Man kann sich ja ganz gut eine Bruchlinie vorstellen ohne seitliche Pressung oder eine zweite, welche keine Spur einer solchen hinterlassen hat. Zum Beispiel läßt die Valsuganabruchlinie, deren Sprunghöhe so groß ist, daß die obere Kreide (Scaglia; Senon oder Danien) mit den Quarzphylliten und mit der Granitmasse von Cima d'Asta in Berührung kommt, nirgends die Spuren einer seitlichen Pressung erkennen. Dagegen spricht, wenigstens im allgemeinen, die Existenz einer Quetschzone, welche parallel dem Tonalitrande zieht, viel für die Annahme einer Pressung, welche von außen auf den Tonalit ausgeübt wurde.

Die genaue Beschreibung der klastischen Erscheinungen, welche man unter dem Mikroskop in den Gesteinen dieser Zone zu entdecken vermag, soll uns zunächst über die Ausdehnung und die Beschaffenheit der gequetschten Zone genau informieren. Zu diesem Zwecke wurden die kataklastischen Erscheinungen des Quarzes der verschiedenen Gesteine zusammengestellt. Es wurde der Quarz ausgewählt, weil dieses Mineral das empfindlichste gegenüber der mechanischen Pressung ist und zu dem Mineralbestande sämtlicher Gesteine der Zone gehört. Über die kataklastischen Erscheinungen der anderen Mineralien wird man Ausführlicheres in dem petrographischen Teile finden.

	Der Quarz zeigt:
Granatglimmergneis von S. Antonio	starke undulöse Auslöschung, zum Teil Verzahnung.
Phyllitgneis von Fucine	starke Verzahnung, zum Teil Mörtelstruktur.
Granit von Fucine	zum Teil Sandbildung, starke Verzahnung.
Pegmatit von Fucine	zum Teil Mörtelstruktur.
Glimmerquarzite von Pelizzano	stark undulöse, zum Teil pendelnde Auslöschung.
Pegmatit in derselben	stark undul. Auslösch., Verzahnung, z. kl. T. Anfang der Sandbildung.
Phyllitgneis der Val Palù	grobe Verzahnung bis Mörtelstrukt.

[1]) W. Salomon, Gequetschte Gesteine des Mortirolotales. Neues Jahrb. f. Min., Stuttgart 1897, Beilagebd. XI, pag. 354.

	Der Quarz zeigt:
Augengneise von Stavel, Palù, Val Piana, Val Ussaja	feinste Mörtelstruktur.
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Stavel	sehr schöne feine Bänderbildung.
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Piana	Bänderbildung und auch Mörtelstruktur.
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Barco	Bänderbildung und Mörtelstruktur.
Kohlenstoffphyllite in einiger Entfernung von den Augengneisen der Val Barco	starke undulöse Auslöschung, Anfang der Verzahnung.
Kohlenstoffphyllite der Val Piana, 400 *m* vom Kontakt	deutliche undulöse Auslöschung.
Kohlenstoffphyllite der Val Stavel in der Nähe des Quarzitzuges	starke undulöse Auslöschung.
Quarzit aus der Val Barco	ziemlich starke undulöse Auslösch.
Quarzit aus der Val Ricolonda	ziemlich starke undulöse Auslösch.
Quarzit am Tonalepaß	undulöse Auslöschung.
Quarzlagenphyllit aus d. Val Ussaja	undulöse Auslöschung, Anfang der groben Verzahnung.
Quarzlagenphyllit a. d. Val Barco	stark undulöse Auslöschung, zum Teil Verzahnung.
Quarzlagenphyllit a. d. Val Barco näher dem Kontakt	ziemlich starke undulöse Auslöschung.
Quarzlagenphyllit vom Passo del Tonale	nur in einzelnen Körnern die kleinsten Spuren einer undul. Auslösch.
Innere Kontaktzone:	
Hornfelse der Val Barco	starke undulöse Auslöschung.
Hornfelse am Tonalepaß	Spuren von undulöser Auslöschung.
" " "	schwache undulöse Auslöschung.
" " "	deutliche undulöse Auslöschung.
Hornfelse aus der Val Stavel	nur in einzelnen Körnern schwache undul. Auslösch., selbst in größeren Körnern keine undul. Auslösch.
Dicht am Kontakt:	
Hornfelse aus der Val Stavel	sehr starke undulöse Auslöschung.
Hornfelse aus der Val Stavel, am Gehänge (1895 *m*)	sehr starke undulöse Auslöschung, Anfang der leichten Verzahnung.
Hornfelse aus der Val Barco	Anfang der Bänder- u. Sandbildung.
Quarzite aus der Val Piana	feinste Bänderbildung.
Tonalit mit paralleler Struktur und Tonalitgneis	ausgeprägte Mörtelstruktur und Bänderbildung.

Streng genommen sind die kataklastischen Erscheinungen der verschiedenen Gesteine miteinander nicht vergleichbar, wohl aber jene eines und desselben Gesteines von verschiedenen Stellen seiner Zone. Im allgemeinen sind Eruptivgesteine gegen die Pressung empfindlicher als schiefrige und größere Quarzkörner empfindlicher als kleine. Wenn man diese Verhältnisse, welche aus der obigen Zusammenstellung sehr gut ersichtlich sind, immer im Auge behält, so kann man auch verschiedene Gesteine miteinander vergleichen. Man kann auf diese Weise feststellen, daß die kataklastischen Erscheinungen gegen die Grenze des Tonalits zu an Intensität ganz deutlich und allmählich abnehmen, ja sogar ganz verschwinden wie am Tonalepaß; am Kontakt selbst aber ist die Kataklase sehr stark, aber nur in einer sehr schmalen Zone und dicht an dem Tonalitgneis.

Besonders lehrreich ist der Vergleich bei den Quarziten; dieselben zeigen in dem ganzen langen Zuge eine gar nicht starke undulöse Auslöschung, in dem Moment aber, wo sie in unmittelbaren Kontakt mit dem Tonalitgneis kommen, zeigen sie die stärksten kataklastischen Erscheinungen. Anderseits zeigen die Hornfelse der Val Stavel dicht am Kontakt eine sehr starke undulöse Auslöschung und sogar Verzahnung, während schon in einer Entfernung von 20—30 *m* von der Kontaktstelle nur einzelne Körner eine schwache undulöse Auslöschung zeigen, die meisten aber, darunter auch größere, gar keine.

Nach meiner Anschauung lassen sich nun diese Verhältnisse mit der Annahme, daß die Entstehung des Tonalitgneises einer Pressung, welche von Norden stattgefunden habe, wohl nicht vereinbaren, weil man sich nicht so leicht vorstellen kann, wie dieselbe eine zum Teil gar nicht und zum Teil nur minimal gequetschte Zone hinter sich lassen konnte, um erst am Rande der Eruptivmasse plötzlich ihre größte Wirkung auszuüben. Es ist daher notwendig, an die Existenz von zwei Pressungszonen zu denken, welche voneinander unabhängig sind. Die nördliche ist von der südlichen durch ein ganz oder fast neutrales Gebiet getrennt; die letzte kommt hauptsächlich in der Tonalitmasse zur Geltung und hat nur auf die in unmittelbarem Kontakt stehenden Kontaktprodukte der Schieferhülle gewirkt.

Wenn das Auftreten des gneisartigen Tonalits an die Nähe von tektonischen Linien geknüpft ist, so sollte man ferner auch glauben, daß die Richtung der Schieferung ungefähr parallel der Störungslinie laufe. Das ist nun auch tatsächlich am Nordabhange der Presanella der Fall; es sei aber hier auch bemerkt, daß die fragliche Bruchlinie und die Randlinie der Eruptivmasse parallel zueinander verlaufen würden. Die Tatsache stimmt aber nicht mehr mit der obigen Voraussetzung, sobald man um die Ecke der Tonalitmasse schwenkt und in das Gebiet kommt, das unter dem Einflusse der Judikarienlinie stehen sollte. Im oberen Meledriotal, und zwar bei Malghetto und Pradalago in unmittelbarer Nähe des oben erwähnten kleinen Granitstockes ist die Druckschieferungsrichtung ebenfalls eine ostnordöstliche wie in der Nordfront der Eruptivmasse obwohl Pradalago von der fraglichen Tonalelinie mindestens um 6 *km* und die Judikarienlinie kaum einen ganzen Kilometer von dem Rande entfernt ist. Es würde in dem Falle auch die Annahme wenig helfen, daß die Judikarien-



linie an dieser Stelle keine seitliche Pressung ausgeübt habe, so daß nur die Tonalelinie in Frage kommt, denn es wäre dann erst das Kartenbild unbegreiflich; der Tonalit mit paralleler Struktur bildet auch hier nur eine Randzone, so daß zwischen diesem östlichen Teil der Zone und dem nördlichen eine große Partie der unveränderten Tonalitmasse liegt.

Einer Pflicht der Objektivität nachkommend, muß ich allerdings erwähnen, daß ich vorläufig noch nicht Gelegenheit gehabt habe, den südlichen Verlauf der gneisartigen Tonalitzone, welche auf dem Kartenblatte Tione liegt, zu verfolgen, so daß die dortigen Lagerungsverhältnisse mir ganz unbekannt sind. Deswegen muß ich mir ein definitives Urteil über die zwei Hypothesen von Salomon und Löwl vorbehalten. Es sei aber nochmals betont, daß meine Beobachtungen im Felde eine Reihe von Tatsachen ergeben haben, welche für die Auffassung Salomons als ungünstig erklärt werden müssen. Dagegen habe ich keine gefunden, welche der Erklärungsweise Löwls widersprechen.

Ich kann mich aber dieser auch nicht ohne nähere Prüfung anschließen. So denke ich zum Beispiel, daß die Ursache des seitlichen Druckes, welcher von dem Zentrum der Masse gegen die Peripherie ausgeübt wurde, in verschiedener Weise sich erklären läßt. Löwl nimmt an, daß der Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstanden sei. Statt dieser Erklärung oder neben derselben ist wenigstens eine zweite Hypothese zu berücksichtigen. Ich denke nämlich an den Gasdruck, der, sobald das Magma in das Erstarrungsstadium tritt, steigen soll.[1]) Diese Auffassung würde sehr gut mit der festgestellten Tatsache übereinstimmen, daß die parallele Struktur der Randzone eine kataklastische ist, was zu der Annahme zwingt, daß der Tonalit der Randzone schon fest war, als die Pressung auf ihn wirkte. Nicht also während der mise en place, sondern nach derselben, als die Kruste durch die relativ rasche Abkühlung, welche der Kontakt mit der kühlen Schieferhülle bewirkt hatte, schon fest geworden war, hätte der Gasdruck, welcher bei fallender Temperatur des Zentralmagmas steigt, die kataklastische Schieferung der Randzone hervorgerufen.

Diese Erklärungsweise, welche eine zentrifugale Kraft einwirken läßt, darf sich aber ebenfalls nicht über die festgestellten Lagerungsverhältnisse hinwegsetzen. Ein nur scheinbarer Widerspruch liegt in der Schieferungsrichtung des Tonalitgneises im oberen Meledriotale; er findet aber in der Form der Tonalitmasse an jener Stelle eine genügende Erklärung. Die Eruptivmasse bildet dort einen zungenförmigen Fortsatz in nordöstlicher Richtung und es ist nun ganz natürlich, daß die Schieferungsrichtung ebenfalls nördöstlich ist. Auch für diesen Fall sollte man ferner die Verhältnisse bei Pinzolo berücksichtigen. Es bleibt aber noch immer zu erklären, warum die Tonalitgneiszone nicht etwa um die ganze Masse herumzieht. Auch sollte sie

---

[1]) C. Dölter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturw. Kl. Bd. CXII, Abt. I., Juli 1903, pag. 687 ff.

Baur, Chemische Kosmographie. München 1903.

sich für die anderen Eruptivkerne, welche eine Tonalitgneiszone besitzen, anpassen lassen, insofern für diese keine spezielle Erklärung gegeben werden könnte.

Es geht aus allen diesen Erwägungen hervor, daß die Frage noch nicht spruchreif ist und daß eine Erklärung jedenfalls erst dann Aussicht haben wird, allgemein akzeptiert zu werden, wenn die Lagerungsverhältnisse der ganzen Eruptivmasse, welche vorläufig zum großen Teil in Details noch unbekannt sind, mitberücksichtigt sein werden.

In der Tonalitgneiszone sind auch die basischen Ausscheidungen, welche sonst überall eine mehr oder minder runde oder ovoidale Gestalt haben, förmlich ausgewalzt und zu einer schmalen Platte ausgebügelt, welche parallel der Flaserung des Gesteins angeordnet ist. Es ist also hier dieselbe Erscheinung zu konstatieren, die von Salomon[1]) in der Val di Genova westlich von Pinzolo beschrieben wurde, und ich halte sie mit ihm für einen Beweis, daß die Erklärung der Entstehung des Tonalitgneises durch Kataklase richtig ist. In der Val Barco fand ich eine solche basische Ausscheidung, welche zu einem 3 *cm* breiten Blatte umgewandelt war; die Länge desselben beträgt zirka 3 *m*. Aus diesen Daten können wir die Dimensionen des ursprünglichen Körpers ausrechnen; die Resultate werden selbstverständlich nur approximativ sein, weil Angaben über die dritte Dimension fehlen. Wenn wir eine ovoidale Form annehmen, so dürfte der größere Durchmesser zirka 2 *m*, der kleinere zirka 1·50 *m* betragen haben. Demnächst war die Amplitüde der Bewegung bei der Pressung 150—3 = 147 *cm*; diese Zahl ist die geringste, weil die Rechnung voraussetzt, daß der kleinere Durchmesser des ovoidialen Körpers gerade senkrecht zu der jetzigen Schieferungsrichtung gewesen sei.

Die basischen Ausscheidungen treten, wie es scheint, hier am Nordrande der Presanella besonders häufig in der Nähe der Grenzlinie der Eruptivmasse auf. Diese Anhäufung der basischen Ausscheidungen am Rande glaube ich in einfachster und ungezwungener Weise dadurch erklären zu können, indem ich dieselben in Zusammenhang mit der basischen Randzone bringe. Die geologischen Beobachtungen im Felde und die genauen mikroskopischen Bestimmungen der Plagioklase in der Tonalitgesteinsprobe lassen erkennen, daß die Randzone der Tonalitmasse in unserem Gebiete gegen die Grenzlinie zu allmählich basischer wird, bis zur Entwicklung einer deutlichen basischen Randbildung. Die basischen Ausscheidungen sind nun hier so häufig, eben weil sie von einem basischeren Magma als jenem der Zentralpartie ausgeschieden wurden.

Eine parallele oder reihenförmige Anordnung der basischen Ausscheidungen, welche man etwa auf eine Schlierenbildung zurückführen könnte, habe ich in meinem Aufnahmsgebiete sehr selten beobachtet; sie sind fast immer unregelmäßig zerstreut in dem Tonalit und ihre

---

[1]) W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthardt. Sitzungsber. der preuß. Akad. Berlin 1899, pag. 29.



Form, ihr Mineralbestand und ihre Abgrenzung gegenüber dem einschließenden Gestein läßt sie als ein Produkt der magmatischen Differentiation erscheinen. Man kann oft auf einem und demselben großen Blocke gegen hundert solcher Ausscheidungen wahrnehmen. Die ganz einfachen sind nur eine roh zentrische Anhäufung der dunklen Gemengteile, andere zeigen einen schönen runden oder ovoidialen Querschnitt; manchmal sind sie auch von einem weißen sauren Saume (der eventuell noch mit einem schwarzen Rand umgeben ist) versehen. Mit diesen einfachen Formen, welche unzweifelhaft auf magmatische Differentiationen hinweisen, sind durch allmähliche Übergänge die komplizierteren Bildungen verbunden, welchen das kleine Korn und die scharfe Abgrenzung ein fremdartiges Aussehen verleihen. Es kommen am Tonalepaß solche gequetschte ganz dunkle, feinkörnige Ausscheidungen vor, welche auch von einem geübten Auge mit schieferigen Hornfelseinschlüssen verwechselt werden können und erst unter dem Mikroskop ihr wahres Wesen erkennen lassen.

Schlierenähnliche Bildungen habe ich selten gesehen. Aus der Val Stavel habe ich Stücke mitgebracht, welche eine hellere, weiße und eine dunklere, schwarze Streifung zeigen; hier sind die dunklen, dort die farblosen Mineralbestandteile angehäuft. In dem petrographischen Teile wird man die Einzelheiten der mikroskopischen Untersuchung finden. Nur bei Malga Malghetto im oberen Meledriotale habe ich eigentliche Schlieren beobachtet, welche den typischen Bildern Reyers gleichen.

Kontakterscheinungen.

Die Grenzlinie der Tonalitmasse gegen die Schieferhülle streicht, wie aus der geologischen Kartenskizze (pag. 410) zu ersehen ist, N 73° O. Diese Messung wurde auf der Originalkarte (1:25.000) ausgeführt und ist selbstverständlich ein Mittelwert, weil die Grenzlinie nicht gerade, sondern ganz leicht wellig ist. Die angegebene Zahl stimmt ganz gut mit den einzelnen Messungen Salomons. Wenn man das Kartenbild betrachtet, so fällt leicht in der Val Stavel und Val Piana eine Unregelmäßigkeit in dem Verlaufe der Grenzlinie auf. Am linken Ufer dieser Täler scheint sie um etwa 200—300 *m* nordwärts verschoben. Man könnte hier sogar an eine kleine Störungslinie, an eine seitliche Verschiebung denken. Diese Annahme ist aber weder notwendig, noch den Tatsachen entsprechend. Diese Verhältnisse sind bloß auf einen lokalen welligen Verlauf der Grenzlinie zurückzuführen, denn wie man zum Beispiel in der Val Stavel sehr deutlich sieht, stimmen dann die folgenden Zonen, welche aus senkrecht stehenden Schichten bestehen, sehr gut überein.

Überall, wo ich die Kontaktstelle günstig aufgeschlossen sah, habe ich in Übereinstimmung mit den Beobachtungen Salomons ein südliches senkrechtes oder beinahe senkrechtes Fallen beobachtet; die Schiefer fallen somit unter den Tonalit und ihr Streichen und Fallen ist im ganzen und großen genommen demjenigen des letzteren gleich. Eine Ausnahme bilden selbstverständlich die Stellen, wo die

Tonalitgrenzlinie die Schieferzone schief abschneidet, wie es zum Beispiel zwischen der Val Piana und Val di Barco der Fall ist.

Der Kontakt zwischen Tonalit und Schieferhülle ist ein primärer. Längs der langen Grenzlinie habe ich überall Kontakterscheinungen beobachtet, welche schon Salomon an zwei Stellen, nämlich in der Val Piana und Val Stavel, gefunden hatte.

Am Tonalepaß, dicht an der Reichsgrenze, etliche Meter von der Kontaktstelle sind die Quarzphyllite vollständig umkristallisiert mit Verlust der schiefrigen Struktur: sie sind in echte Hornfelse umgewandelt worden. Die innere Kontaktzone verfolgend, finden wir den nächsten günstigen Aufschluß, nachdem in der Val Presena die Quarzphyllitzone von Diluvialbildungen verdeckt ist, erst auf der Kammlinie, welche von Croz di Stavel direkt nach Norden zieht. An der Stelle, wo der Fußsteig, welcher von Masi di Stavel hinaufführt, nach etwa zwei Marschstunden westwärts in der Richtung von Baiti die Pozzi Bassi einschwenkt (Höhenkote 1895 *m* der Originalkarte 1:25.000), ist der Kontakt sehr schön aufgeschlossen. Man findet aber weder Hornfelse noch schiefrige Hornfelse, sondern schiefrige Bildungen, welche makroskopisch als feinkörnige Glimmergneise bezeichnet werden könnten. Im Querbruch ist aber die schiefrige Struktur sehr undeutlich, besonders wenn das Gestein sehr frisch ist. Ich habe Stücke gesammelt, an welchen die hornfelsige Struktur sehr deutlich hervortritt, so daß man im Zweifel bleiben kann, ob man es mit einer Schieferung oder einer Art Absonderung zu tun habe. Im allgemeinen aber gewinnt man den Eindruck, daß die Bildung deutlich schiefrig zu nennen sei. Die mikroskopische Untersuchung läßt das Gestein als eine Kombination folgender Mineralien erkennen: Biotit, Quarz, Cordierit, Mikroklin, saurer Plagioklas mit Sillimanit. Die Plagioklase zeigen einen wunderschönen Zonarbau; merkwürdigerweise ist der Kern basischer als die Hülle, die Zonarstruktur folgt somit nicht der Regel der kristallinen Schiefer, sondern jener der Eruptivgesteine; ein Fall, der nur selten beobachtet wurde. Genaue Bestimmungen des Kernes, Kerngerüstes, der Füllsubstanz, Hülle und äußersten Hülle wird man in dem petrographischen Teile finden. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung und eine grobe Verzahnung. Die Struktur ist in manchen Schliffen sehr deutlich schiefrig, in anderen fast richtungslos.

Dieselben Bildungen findet man auch unten in der Val Stavel, wo sie schon von Salomon gefunden wurden. Nach Salomon[1]) zeigt die mikroskopische Untersuchung, „daß sie ebenso wie der in der Nähe des Kontakts zum Tonalitgneis umgepreßte Tonalit sehr starke Druckwirkungen ausgehalten haben. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß hier der Gebirgsdruck die ursprünglich wohl ähnlich wie in der Val Camonica ausgeprägte Kontaktmetamorphose wieder verwischte oder ganz unkenntlich machte.“ Die fortdauernden Verschiebungen an der Tonaleverwerfung haben, nach ihm, nicht nur den dem Kontakt benachbarten Tonalit geschiefert, sondern auch

[1]) W. Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. der kgl. preuß. Akad. 1901, pag. 172 und 176.



das charakteristische Gepräge seiner Kontaktprodukte verändert und verwischt.

Ich habe schon bei der Besprechung der Entstehung des Tonalitgneises meinem Zweifel Ausdruck gegeben, daß den Pressungen, welche aus der fraglichen Tonalelinie hervorgegangen wären, dieselbe zuzusprechen sei. Die Beobachtungen, welche dort aus dem Presanellagebiete über die gequetschte Zone mitgeteilt wurden, und die Schwierigkeiten, welche aus derselben für die Salomonsche Erklärung entstehen, finden auch hier Anwendung. Außerdem ist eine mikroskopisch festgestellte Tatsache für diese Frage von großer Wichtigkeit. Nach Salomon zeigt die mikroskopische Untersuchung der Kontaktgesteine in der Val Stavel, daß sie sehr starke Druckwirkungen ausgehalten haben. Auch habe ich selbst konstatiert, daß der Quarz der unmittelbar am Kontakt gesammelten Gesteine eine ziemlich starke undulöse Auslöschung neben grober Verzahnung zeigt; einmal habe ich sogar in einem Korn die ganz starke ondulöse Auslöschung und jene feine Verzahnung bemerkt, nach welcher gewöhnlich die Auflösung der Quarzkörner in verschieden orientierte Partien folgt. Aber in anderen Stücken, welche nicht dicht an der Kontaktstelle, sondern in einer gewissen Entfernung von derselben gesammelt wurden, konnte ich, wie aus der Zusammenstellung auf pag. 420 u. 421 ersichtlich ist, eine Verminderung oder sogar das Fehlen der kataklastischen Erscheinungen konstatieren.

Weist das alles etwa nicht darauf hin, daß die Schieferstruktur der Kontaktprodukte von Stavel durch Kristallisationsschieferung entstanden ist und daß die Kataklase erst auf die fertigen geschieferten Kontaktbildungen gewirkt hat?

Die Struktur der geschieferten Kontaktprodukte deutet nämlich nicht auf Kataklasschieferung hin; die Deformationserscheinungen des Quarzes in dem Grade, wie sie hier beobachtet werden können, geben keinen genügenden Anhaltspunkt zu einer solchen Annahme. Dagegen spricht zum Beispiel das Fortwachsen der zonar gebauten Plagioklase in der Schieferungsrichtung (s. Taf. XIII, Fig. 3) für die Kristallisationsschieferung. Jedenfalls bilden die beobachteten Tatsachen, wie oben angedeutet wurde, eine große Schwierigkeit für die Vorstellung, daß die kataklastischen Erscheinungen der Tonalitgrenze auf die fortdauernden Verschiebungen an der Tonaleverwerfung zurückzuführen seien.

Es sind aber noch zwei Hypothesen zu erwägen. Erstens, daß diese kataklastischen Erscheinungen mit einer Verwerfung, welche längs der Kontaktfläche des Tonalits ziehen würde, verbunden wären; zweitens, daß sie durch einen von Süden her ausgeübten Druck entstanden seien. Die erste Annahme findet in den Beobachtungen im Felde keine Unterstützung, sie widerspricht vielmehr denselben; ich habe an den Kontaktstellen nur Profile gesehen, welche weder eine Verwerfung noch ein Gleiten annehmen lassen. Gegen die zweite Hypothese sprechen nach meinen Beobachtungen vorläufig noch keine Tatsachen.

Von der Val Stavel bis in die Val di Barco läßt sich die Quarzphyllitzone verfolgen; einen guten Aufschluß der Tonalitgrenze findet

man am Lago di Barco. Die Quarzphyllite zeigen hier alle Übergänge von dem für das bloße Auge unveränderten Phyllit und schiefrigem Hornfels bis zum Hornfels. Der Quarz des letzteren zeigt selbst in großen Körnern nur eine leichte undulöse Auslöschung.

An dem Rücken, welcher Tovi Balardi mit dem Monte Veciaja verbindet, schneidet die Tonalitgrenzlinie die Quarzphyllitzone ab; wir werden diese erst in der Val Ussaja wieder finden. Es kommt nun die nächste Zone (nämlich jene schmale Quarzitlage, welche vom Passo del Tonale bis in die Val Piana die Kohlenstoffphyllite von den Quarzphylliten scheidet) mit dem Tonalitgneis direkt in Berührung. Einen sehr schönen Aufschluß findet man auf dem Fußsteige, welcher von Malga del Dosso beim Monte Veciaja zu dem kleinen See der obersten Val Piana führt. In einer Entfernung von zirka $^3/_4$ *km* (Luftlinie) trifft man die Kontaktstelle am Fußsteige selbst an. Dem Tonalit mit paralleler Struktur folgt der Tonalitgneis, der hier eine größere Mächtigkeit als 20—30 *m* nicht haben kann; in direktem Kontakt mit dem letzten sind die weißlichen Quarzite (3—4 *m*) und tiefschwarzen Kohlenstoffquarzite, welche an der Schichtfläche silberglänzende, an den sogenannten metallischen Kohlenstoff erinnernde Partien zeigen.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen der weißen Kontaktquarzite zeigten im Vergleich mit jener zahlreicher anderer Stücke aus verschiedenen Punkten des 11 *km* langen Zuges keine Kontaktwirkung; man sieht keine Veränderung weder in der Struktur noch im Mineralbestand. Eine Kontaktwirkung sehen wir erst in den schwarzen Kohlenstoffquarziten; die chemische Prüfung derselben ergab, daß der Kohlenstoff aus einem Gemisch von Graphit und amorphem Kohlenstoff besteht; diese Untersuchungen wurden nach den Methoden von Berthelot und Moissan, welche wie es scheint, bis jetzt in der Petrographie noch nicht in Anwendung kamen, ausgeführt; dieselben gestatten eine genaue Trennung der drei Modifikationen des Kohlenstoffes. Weitere Details sind in dem Anhange: „Untersuchungen über die Natur des Kohlenstoffes in den schwarzen Quarzphylliten und Quarziten“, welcher dem petrographischen Teile dieser Arbeit folgt, zu suchen.

Das Vorkommen von Graphit als Kontaktmineral wurde schon mehrmals beobachtet zum Beispiel von Rosenbusch[1]), Brögger[2]), Sauer[3]), Beck und Luzi[4]). Die drei erstgenannten Autoren lieferten aber keinen Beweis für die graphitische Natur der kohligen Substanz, von welcher keine kristallographische Abgrenzung beschrieben wird.

---

[1]) H. Rosenbusch, Steiger Schiefer. 1877, pag. 181—1882 und pag. 219.

[2]) Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. 1882, pag. 347.

[3]) Sauer, Erläuterungen zu Sektion Meißen der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. 1889, pag. 56 und 62.

[4]) R. Beck und W. Luzi, Über die Bildung von Graphit bei der Kontaktmetamorphose. N. Jahrb. 1891, 2., pag. 28 u. 38, und Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin, 1891, Bd. 24, pag. 1884.

W. Luzi, Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin 1891, Bd. 24, pag. 4094.

Beck und Luzi haben einen solchen Beweis gebracht, indem sie von dem Quarzit von Röhrsdorf die kristallinischen Aggregate, welche gute kristallographische Begrenzung und sogar sechsseitige Durchschnitte zeigen, beschrieben und abgebildet haben. Sie sind aber im Irrtum, wenn sie glauben, mit der einfachen chemischen quantitativen Analyse die graphitische Natur der kohligen Substanz der Chiastolithschiefer von Burkhartswalde bestimmt zu haben. Das Auftreten als „zackig umrandete Klümpchen" deutet wohl auf Graphit, die quantitative Analyse aber, welche mit der Verbrennung im Sauerstoffstrome ausgeführt wurde, ist keine Bestätigung dafür; sie ist nur imstande, über die Reinheit des kohligen Produkts Aufschluß zu geben und liefert keine Entscheidung, ob man es mit amorphem Kohlenstoff oder mit Graphit zu tun habe. (Über diesen Gegenstand wolle man den schon oben erwähnten „Anhang" nachlesen.) Von den zitierten Angaben ist also nur eine einzige unbestreitbar. In den piemontesischen Alpen werden ferner von Novarese [1]) an verschiedenen Orten Graphitvorkommnisse erwähnt, und zwar sind dieselben oft an die Nähe von Eruptivmassen (Diorit) gebunden. Über die Entstehung des Graphits ist Sandberger [2]) der Meinung, daß die Hypothese feurigflüssigen Ursprunges für jeden in der Natur vorkommenden Graphit bestimmt verworfen werden muß, indem er unter anderem darauf hinweist, daß die Analogie des natürlichen mit dem aus heißflüssigem Roheisen in den Hochhöfen auskristallisierenden Graphit keine vollkommene ist, weil ersterer bei der Oxydation Graphitsäure liefert, welche man aus dem Hochofengraphit stets vergeblich darzustellen versucht hat.

Es ist aber erstens diese letzte Behauptung gar nicht richtig, denn es ist schon Berthelot [3]) im Jahre 1869 ohne Schwierigkeit gelungen, hexagonalen Gußeisengraphit (graphite de la fonte) in Graphitsäure zu überführen, und zweitens beweist das Vorkommen von Graphit in Pegmatit [4]) sowie die Versuche über die Darstellung von künstlichem Graphit gerade das Gegenteil. Luzi hat eben über künstliche Graphitbildung Versuche gemacht, welche nach seiner Meinung „vielleicht auch imstande sind, ein gewisses Licht auf die von ihm und Beck beschriebenen und oben zitierten Fälle zu werfen". Er erhielt wohlgebildete Graphitkriställchen aus einer Silikatschmelze von Natronglas und Flußspat, in welche Gasruß eingeführt wurde. Diese Bildungsweise erklärt aber eventuell nur das Vorkommen von Graphit in kristallinischen Eruptivgesteinen [5]). Die Bildung von Graphit aus amorphem Kohlenstoff in Kontaktgesteinen wird indessen vollständig erklärt erst mit den Experimenten von Moissan, welcher künstlichen

[1]) Novarese Vittorio, La grafite nelle alpi piemontesi. Atti della r. Acc. delle scienze di Torino. Vol. 40, 1904—1905, Torino 1905, pag. 241—254.

[2]) F. Sandberger, Beitrag zur Kenntnis des Graphits von Ceylon und seiner Begleiter. Neues Jahrb. f. Min. 1887, Bd. 2, pag. 16.

[3]) M. Berthelot, Sur l'analyse immédiate des diverses variétés de carbon. Compt.-rend. de l'Acad. Paris. T. 68, 1869, pag. 392.

[4]) Graphit wurde von Moissan aus einem Pegmatit beschrieben. Vgl. Moissan, Étude du graphite extraite d'un pegmatite. Comptes-rendus de l'Acad. Paris. Vol. 121, pag. 540.

[5]) W. Luzi, Zur Kenntnis des Granitkohlenstoffes. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin 1891, pag. 4094.



Graphit mit verschiedenen Methoden und auch bloß durch Temperaturerhöhung aus amorphem Kohlenstoff dargestellt hat [1]).

Während der Graphit unserer metamorphosierten Kohlenstoffquarzite durch die Wärmeerhöhung des Kontakts entstanden ist, dürfte wohl das Vorkommen der silberglänzenden Häutchen, welche an metallischen Kohlenstoff erinnern, auf Kohlenwasserstoffdämpfe zurückzuführen sein. Berthelot [2]) hat nämlich metallischen Kohlenstoff in Form von kleinen, glänzenden, biegsamen Blättchen durch Leiten von Kohlenwasserstoffdämpfen durch ein glühendes Porzellanrohr erhalten.

Es ist hier noch eine Frage zu besprechen. Das Vorkommen von Kohlenstoffquarziten ist nach meinen Beobachtungen nur auf diese Kontaktstelle beschränkt. Sonst zeigen die Quarzite überall, wo ich sie gesehen habe, selbst an der Berührungsfläche mit den schwarzen Phylliten eine weißliche Farbe und auch die mikroskopische Untersuchung kann in ihnen keinen Kohlenstoff entdecken. Es wäre übrigens ganz natürlich, daß die Kohlenstoffimprägnation auch in die ersten Schichten der Quarzite sich fortgesetzt hätte und man kann sich begnügen, die oben beschriebenen Verhältnisse als einen Zufall, als eine lokale Erscheinung zu erklären oder aber man kann an ein Diffusionsphänomen denken. Der amorphe Kohlenstoff besitzt bei hohen Temperaturen eine große Zuneigung zur Diffusion. Er diffundiert zum Beispiel mit großer Leichtigkeit in Eisen (schon bei einer Temperatur von 250°) und Porzellan (Colson, Marsden, Violle, Roberts Austen [3]). In unserem Falle wäre es demgemäß ganz gut denkbar, daß der Kohlenstoff erst bei der Kontaktwirkung von den Kohlenstoffphylliten in die Quarzite hineindiffundierte und dort zum Teil in Graphit umgewandelt wurde. Gezwungen ist man aber zu dieser Annahme allerdings nicht; die Möglichkeit einer solchen Erklärung scheint mir aber doch wahrscheinlich.

Eine Graphitbildung wurde in den schwarzen Quarzphylliten, welche auf die Kohlenstoffquarzite folgen, nicht beobachtet, obwohl sie die Struktur der schiefrigen Hornfelse besitzen und sehr reich an Andalusit sind.

Die Erscheinungen der äußeren Kontaktzone werden in dem petrographischen Teile ausführlicher beschrieben. Schon wenige Meter weit vom Kontakt findet man keine Hornfelse mehr, sondern nur schiefrige Hornfelse, die doch immer im Querbruch (seien sie aus Quarzphylliten oder aus Kohlenstoffquarzphylliten entstanden) eine deutliche horn-

[1]) Moissan, Études des différentes variétés de graphite. Comptes-rendus. Vol. 119, pag. 976.
— Étude des graphites du fer. Compt.-rend. Vol. 119, pag. 1245.
— Sur un échantillon de carbon noir du Brésil. Compt.-rend. Vol. 121, pag. 449.
— Étude de quelques météorites. Compt.-rend. Vol. 121, pag. 483.
— Recherches sur les différentes variétés de carbone. Ann. de Chim. et de phys. 1896, VIII, pag. 289, 306, 466.
— Sur la préparation du carbon sous une forte pression. Compt.-rend. Vol. 116, pag. 218.

[2]) Berthelot, Ann. d. Chim. et phys. 1870. IV S. T. XIX, pag. 416.

[3]) Comptes-rendus. Vol. 93, 1881, pag. 1074; vol. 94, 1882, pag. 26, 28, 94. — Philosophical Transaction of the royal Soc. of London. Vol. 187, 1896, pag. 405.

felsige Struktur erkennen lassen. Bei progressiver Entfernung wird dieselbe immer undeutlicher, bis sie in den Quarzphylliten nur durch eine Veränderung der Farbe wahrnehmbar ist; die Farbe des Gesteins, welche sonst einen grauen Ton besitzt, bekommt einen Stich ins rötlichbläuliche. Die letzten nur unter dem Mikroskop erkennbaren Spuren der Kontaktwirkung bestehen in der bekannten Farbeveränderung des Glimmers.

Die Größe der Kontaktzone läßt sich auf Grund zahlreicher mikroskopischer Untersuchungen ziemlich genau bestimmen; sie überschreitet nirgends die Breite von $^3/_4$ *km*, sie scheint dieses Maximum in der Val Ussaja zu erreichen; in der Val Piana (M. Veciaja) erreicht sie kaum 400 *m;* weiter westlich wurden in den schwarzen Kohlenstoffphylliten keine Kontakterscheinungen beobachtet. Die Kontaktzone überschreitet nie die Quarzitbank und ist in der Val Barco nur 80—90 *m* breit; in der Val Ricolonda scheint sie noch weniger mächtig zu sein.

Über die Altersfrage des Tonalits lassen sich in meinem Aufnahmsgebiete weder sichere noch wahrscheinliche Anhaltspunkte gewinnen.

Tektonik.

Der Bau dieses Gebirgsabschnittes ist sehr einfach. Ungefähr parallel mit der Tonalitgrenze laufen die verschiedenen Zonen der Quarzphyllite, Quarzite, Kohlenstoffphyllite und Augengneise, deren Schichten auf dem Kopfe stehen. Die Tonalitgrenzfläche fällt beinahe senkrecht nach Süden und die Schiefer der Hülle fallen somit unter den Tonalit ein. Salomon hat eine Anzahl von Messungen über das Streichen und Fallen gemacht, welche teilweise von dem Mittelwerte ziemlich abweichen. Ich selbst habe eine große Zahl von Beobachtungen gemacht, sie sollen aber nicht einzeln angeführt werden; sie beziehen sich nämlich, insofern sie Abweichungen voneinander zeigen, auf kleine Biegungen und Faltungen oder gar auf Fältelung. So zum Beispiel kann man bei der Masi di Stavel an den sehr steil stehenden Augengneisen bald N-, bald S-Fallen feststellen, und zwar an Punkten, die nur einige Meter voneinander entfernt sind. Man wird aber ein richtiges Bild der Lagerungsverhältnisse erst bekommen, wenn man die geologische Richtung der ganzen Zone ins Auge faßt.

Die Augengneis-, Kohlenstoffphyllit-, Quarzit- und Quarzphyllitzonen liegen konkordant aufeinander und ihre fast senkrecht stehenden Schichten fallen nach Süden unter den Tonalit ein; sie streichen N 75° O, fallen 70—80° S und schneiden die Tonalitgrenzlinie unter einem Winkel von 3°. Diese Mittelwerte wurden durch Messungen auf der Originalkarte gewonnen und durch die günstigsten Messungen im Felde kontrolliert; von diesen sind als vorzügliche diejenigen zu bezeichnen, welche an dem Quarzitzuge gemacht wurden, der oft mauerartig aus den anderen Sedimenten hervorragt. In der engen und wilden Schlucht der Val Ussaja fallen die Schichten ebenfalls fast senkrecht

nach Süden; das Streichen dürfte nur um einige Grade von dem Mittelwert abweichen, und zwar nach N.

Ein etwas flacheres Fallen ebenfalls nach S haben die Amphibolite und Phyllitgneise, welche auf die Augengneiszone nach N zu folgen.

Es geht aus diesen Verhältnissen hervor, daß die annähernde Konkordanz zwischen der Tonalitgrenzfläche und der Schieferhülle dem geologischen Bau der letzteren entspricht. Dagegen kann Salomon[1]) diese Erscheinung „nur durch eine zuerst von F. Löwl präzisierte, aber damals von ihm für unmöglich gehaltene Hypothese erklären". Er nimmt nämlich an, „daß der Tonalit die gefalteten Schichten durch die mit dem Auftrieb verbundene Spannung wieder streckte, glättete, ausbügelte", und glaubt, „daß durch den kolossalen von dem eingepreßten Magma ausgeübten Druck eine Anpassung der Strukturflächen der benachbarten Gesteine an die Tonalitfläche stattgefunden hatte". Er meint ferner, daß die Tonaleverwerfung ihrerseits durch das Vorhandensein der starren Tonalitmasse beeinflußt worden sei und daß die fortdauernden Verschiebungen an der Verwerfung nicht nur den dem Kontakt benachbarten Tonalit geschiefert, sondern auch noch die Diskordanzen zwischen den geologischen Richtungen der in der Nähe der Verwerfung und des Kontakts befindlichen Gebilde vermindert oder unkenntlich gemacht habe.

Mir will aber weder die Notwendigkeit noch die Zweckmäßigkeit einer solchen Hypothese einleuchten. Man betrachte nur die Profile auf pag. 435 und wird sich ohne Mühe überzeugen, daß die annähernde Konkordanz zwischen Tonalit und Schieferhülle eine ganz natürliche Folge der Tektonik des Gebirges ist. Es spricht ferner dagegen auch das Vorkommen von ganz schmalen Zonen, wie zum Beispiel der Quarzitzug, welche keine Spur von einer Zerrüttung zeigen und kilometerweit geradlinig ziehen.

So einfach die tektonischen Verhältnisse dieses Gebirgsabschnittes sind, so knüpft sich doch an sie eine wichtige tektonische Frage, nämlich die der Tonalelinie Salomons[2]).

Das Interesse für diese Bruchlinie ist jüngst noch höher gestiegen, nachdem sie von Termier sozusagen in die Mode gebracht wurde und als alpino-dinarische Grenze, ja sogar als mögliche surface de charriage des Dinarides hingestellt wurde[3]). Aufgabe der nächstfolgenden Zeilen wird selbstverständlich nicht sein, etwa in eine Diskussion dieser brennenden Fragen einzugehen, sondern die Fort-

---

[1]) W. Salomon, Über geol. Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. Berlin 1901, pag. 175.

[2]) W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des M. Adamello. Tschermaks Mittlg. XII, 1891, pag. 412 u. Giornale di Mineralogia. 1892, pag. 145.

— Geologisch-petrogr. Studien im Adamellogebiete. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1896, pag. 1036.

— Über geologische Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. Berlin 1901, pag. 174.

— Die alpino-dinarische Grenze. Verhandl. d. k. k. geol. R-A., Wien 1905, pag. 342.

[3]) Termier Pierre, Les alpes entre le Brenner et la Valteline. Bulletin de la Société géologique de France. 4. série, tome IV. pag. 209—289, 1905.

setzung der fraglichen Bruchlinie östlich vom Tonalepaß zu verfolgen und auf Grund der durch die detaillierten Aufnahmen gewonnenen Daten über die Existenz dieser Linie womöglichst eine Entscheidung zu treffen.

Die Tonalelinie zieht nach Salomon vom untersten Veltlin, zwischen Stazzona und Musciano, über den Passo dell' Aprica, nach Edolo und Vezza d'Oglio in der Val Camonica; von Vezza d' Oglio folgt sie dem Laufe des Haupttales und setzt sich dann über den Tonalepaß hinweg nach Osten in die Val di Sole. Östlich des Tonale zieht die Tonaleverwerfung zwischen den Augengneisen von Stavel und den Kohlenstoffphylliten entlang und trifft bei Dimaro auf die Judikarienlinie. Die Tonalelinie und die Judikarienlinie südlich Dimaro wären nur zwei Äste einer und derselben sich dort gabelnden peridinarischen Verwerfung; der eine Ast sollte als Rendenalinie, der andere als Tonalelinie bezeichnet werden,

Die Tonalelinie wird von Dimaro nach Westen von einer ganzen Reihe tief eingeschnittener, auffälliger Längsdepressionen begleitet, nämlich Val di Sole, Val Vermigliana, Passo Tonale, oberste Val Camonica, das von Edolo zum Aprikapasse führende Tal und das unterste Veltlin.

Diese Bruchlinie bildet die Grenzlinie zwischen den südlich anstoßenden phyllitischen und den nördlich vorgelagerten hochkristallinen Schiefern des Veltlin, respektive den Tonaleschiefern. Unter dem letzten Namen versteht Salomon ein wesentlich aus Gneisen, Glimmerschiefern, Flaserpegmatiten, Marmorlagern und anderen meist hochkristallinen Schiefertypen bestehendes System. Die Reihe der Beobachtungen im Felde, welche Salomon zu der Annahme der Existenz dieser Verwerfungslinie geführt haben, sind folgende.

Unmittelbar nördlich Stazzona im Veltlin stehen die typischen hochkristallinen Veltliner Gesteine, südlich davon zwischen Stazzona und Musciano erreicht man die Kohlenphyllite und das phyllitische System. In der Val Sacco südöstlich vom Passo della Scala findet man nördlich von diesem Punkte Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite, südlich echte Phyllite und die typischen Kohlenphyllite. Bei Vezza d' Oglio findet man südlich die typische Phyllitserie mit nördlicher Fallrichtung, nördlich Quarzite mit isolierten, bis über zollgroßen Muskovitblättern und echte Glimmerschiefer, alle in sehr wechselnden Stellungen, aber das Fallen vorherrschend in südlicher Richtung. Bei Ponte di Legno treten im Süden nur phyllitische Gesteine, und zwar vielfach schwarze, durch Kohle gefärbte Phyllite und im Norden nur Tonaleschiefer auf.

Östlich vom Tonalepaß grenzt nach Norden an die Quarzlagenphyllite das Tonaleschiefersystem, das wesentlich „aus Gneisen, Glimmerschiefern, Flaserpegmatiten, Marmorlagen und anderen meist hochkristallinen Schiefertypen“ besteht. In der Val Vermigliana zieht die Tonaleverwerfung zwischen einem zerquetschten Augengneis (dem Augengneis von Stavel), welcher zum Tonaleschiefersystem gehört, und den charakteristischen schwarzen, kohligen, phyllitischen Schiefern, die an einigen Stellen zu einer förmlichen Reibungsbreccie zertrümmert sind.

Im allgemeinen betont Salomon, daß die Schichtenstellungen der phyllitischen Gesteine südlich von der Bruchlinie und der hochkristallinen Schiefer nördlich sich keineswegs entsprechen, daß die phyllitischen Gesteine sogar fast immer nach Nordnordwesten, also scheinbar unter den viel deutlicher kristallinen und aller Wahrscheinlichkeit noch viel älteren Komplex einfallen.

Wir wollen nun zunächst die fragliche Tonalelinie in unserem Gebiete, das ist östlich vom Tonalepaß, verfolgen, um feststellen zu können, ob man hier aus den Lagerungsverhältnissen direkte Beweise für die Existenz dieser Verwerfungslinie gewinnen kann.

Die Beobachtungen und Betrachtungen, welche nach Salomon für die Verlängerung der Tonalelinie östlich vom Tonalepaß bis Dimaro sprechen, sind aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich.

1. Die Annahme, daß die Augengneise von Stavel zu dem Komplex der sogenannten hochkristallinen Tonaleschiefer gehören.

2. Die Existenz einer förmlichen Reibungsbreccie an einigen Kontaktstellen zwischen Augengneisen und schwarzen Phylliten.

3. Die Existenz einer Zerquetschungszone längs der Bruchlinie.

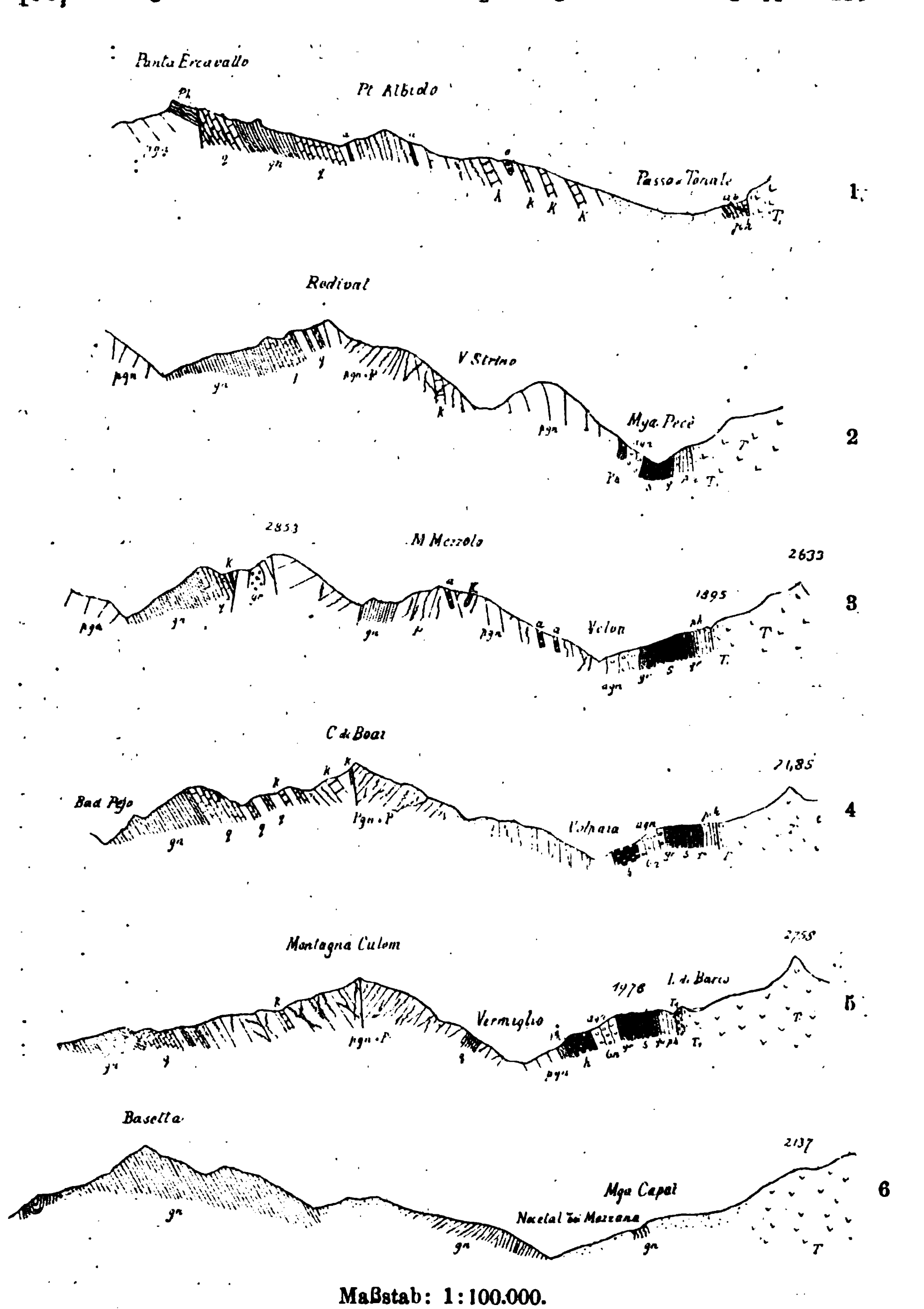
4. Die Beobachtung einer scharfen Grenzlinie, welche die phyllitischen Gesteine im Süden von dem nördlich liegenden hochkristallinen Tonaleschiefersystem trennt. Die Feststellung dieser Tatsache bildet das Hauptargument, welches überhaupt für die ganze Tonalelinie von Veltlin bis Dimaro angewendet wurde.

Das Studium einer Reihe von Profilen soll vor allem die erst erwähnte Annahme überprüfen.

Vom Tonalepaß kommend, findet man den ersten Aufschluß in dem Augengneis in der Val del Merlo. Aus einer Skizze und aus Notizen, welche mir von Dr. Hammer in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt wurden, kann man folgendes feststellen. Die Augengneise, welche deutliche Spuren der Dynamometamorphose zeigen. fallen im Niveau der Fahrstraße steil nach Norden, unten im tiefen Tale aber ebenfalls steil nach Norden. Wenn man den Aufschluß nordwärts verfolgt, trifft man unmittelbar nach dem Augengneis und mit diesem allem Anscheine nach vollständig konkordant eine Zone von echten Phylliten. Ich habe Gelegenheit gehabt, die Handstücke zu sehen und sie mit nicht kontaktmetamorph veränderten Quarzphylliten der Randzone der Presanella, welche ich vis-à-vis von der Val del Merlo bei Baiti di Pozzi Bassi gesammelt habe, zu vergleichen; beide lassen sich voneinander nicht unterscheiden. Erst nach diesen Quarzphylliten folgen die Phyllitgneise (vgl. Profil Nr. 2), und zwar wieder konkordant [1]).

[1]) Der nördliche Teil sämtlicher Profile auf nächster Seite, und zwar bis zum Vermigliana-, beziehungsweise Noceeinschnitt, sind nach Hammer gezeichnet, welcher mir seine Originalzeichnungen hierfür freundlichst überlassen hat. Diesem Umstande ist zu verdanken, daß Profil 2 das wichtige Detail, von dem hier die Rede war, zeigt; dasselbe vermißt man nämlich, wegen eines Versehens des Zeichners, in der Publikation des genannten Autors. (Geol. Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 28.)





Maßstab: 1:100.000.

T = Tonalit. — T_1 = Tonalit mit paralleler Struktur. — Tg = Tonalitgneis. — ph = Quarzphyllit. — qu = Quarzit. — s = Kohlenstoffphyllit. — gr = Grauwackeähnliche Grenzbildung. — h = Amphibolit. — Ph = Quarzphyllit. — pgn = Phyllitgneis. — q = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — K = Kristalliner Kalk. — Ph = Phyllit. — a — Olivinfels. — ap = Aplit. — P = Pegmatit. — gn = Gemeiner Gneis.

In der Val Palù kann man folgendes Profil aufnehmen: Unten im Vermiglianatal Phyllitgneise, welche weiter oben ganz deutlich in gewöhnliche Phyllite übergehen; es folgt Amphibolit und erst dann die Augengneise (Profil Nr. 5).

Das Profil Fucine—Val Piana zeigt uns folgende Serie: Nördlich von Fucine die Gneisphyllite mit der typischen Pegmatitdurchtränkung, welche ihnen das glimmerschieferähnliche Aussehen gibt; südlich von Fucine treten dieselben Gesteine wieder auf. Südwärts von Ossana steht eine mächtige Serie von quarzitischen Gesteinen, welche mit der Pejoserie Hammers zu vergleichen ist; sobald man die Talstufe erreicht hat, ist das Profil unterbrochen und eine gewaltige Glazialschuttdecke stellt sich zwischen der Quarzitserie und den Augengneisen ein.

Aus den Profilen Nr. 2 und 5 geht also ganz deutlich hervor, daß die obige erste Annahme unhaltbar ist. Der Augengneis von Stavel ist ein Eruptivgestein, dessen Schieferstruktur eine rein kataklastische ist; derselbe ist den Quarzphylliten eingeschaltet, gehört nicht zum Tonaleschiefersystem Salomons und kann deswegen nicht als deren Randgrenze betrachtet werden.

Trotz dieser Schlußfolgerung soll jetzt die Kontaktstelle der Augengneise mit den Kohlenstoffphylliten verfolgt werden, um nachzuforschen, ob hier doch eine Bruchlinie (sei es eine von großer oder kleiner Bedeutung) und deren Reibungsbreccien zu konstatieren sind. Die Grenzlinie zwischen diesen freilich sehr verschiedenartigen Gesteinen und deren Lagerungsverhältnisse wurden schon oben beschrieben. Der Verlauf der Grenzlinie, welche über tiefe Täler und hohe Bergrücken geradlinig hinwegzieht, liefert den Beweis der Konkordanz beider Gesteinszonen, deren Schichten fast auf dem Kopfe, stehen. Kleine Abweichungen, welche man hie und da beobachtet, sind nicht imstande, das Gesamtbild zu verändern. So zum Beispiel, wenn in einem relativ kleinen Aufschluß in der Val Stavel, und zwar am rechten Ufer die Grenzfläche nach Norden einzufallen scheint, können wir noch nicht auf eine tektonische Diskordanz schließen. Ein Gesteinskörper wie dieser Augengneis, welcher zuerst intrudiert wurde und dann den obenerwähnten kolossalen Pressungen und Ausquetschungen ausgesetzt war, muß ja eine bucklige Grenzfläche besitzen; maßgebend sind also nur die Profile, welche uns die großen Aufschlüsse darbieten. Wir haben also keine Hoffnung aus den Lagerungsverhältnissen irgendeinen Schluß zu ziehen, und zwar weder für noch gegen die Existenz einer Bruchlinie. Der Existenz von Reibungsbreccien sollte man jedenfalls eine große Beweiskraft beimessen. Salomon zählt nicht die Lokalitäten auf, wo er die Reibungsbreccien gesehen hat, die Angabe aber, daß sie an einigen Stellen der Kontaktlinie zwischen der Val Stavel und Valpiana auftreten, genügt wohl vollständig, um dieselben mit dem schon oben in der geologischen Beschreibung erwähnten schwarzen Gesteinszuge, welcher die Grenze zwischen den Augengneisen und Kohlenstoffphylliten markiert, zu identifizieren. Ich habe mich nun vergebens bemüht, sei es durch Beobachtungen im Felde, sei es mit der Hilfe mikroskopischer Untersuchungen zahlreicher Dünnschliffe, sichere Anhaltspunkte für die brecciöse Natur dieses



Gesteines zu gewinnen. Man vergleiche die an der zitierten Stelle gegebene mikroskopische und makroskopische Beschreibung und wird sich gleich überzeugen, daß ein solches Gestein nur dann als Reibungsbreccie mit Sicherheit angesprochen werden kann, wenn es gelingen sollte, kleine oder große Bruchstücke von Kohlenstoffphylliten und Augengneisen oder wenigstens von anderen aufschlußgebenden Gesteinen in demselben zu entdecken.

Ähnliche, ja (wie aus dem Vergleiche der Handstücke und Dünnschliffe hervorgeht) identische Gesteine sind im nördlichen von Hammer[1]) aufgenommenen Gebiete weit verbreitet; sie gehören hier der unteren Quarzitgruppe an und manche derselben besitzen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, eine deutliche primärklastische Struktur; eine Anzahl anderer Proben erwies sich jedoch so stark kataklastisch, daß die primäre Struktur gänzlich verdeckt ist. Das Gestein hat nach Zusammensetzung und Struktur den Charakter einer Grauwacke, was auch der Vergleich mit Schliffen von kambrischen Grauwacken, welche von Dr. Hinterlechner in Böhmen gefunden wurden, bestätigte.

Eine festgestellte Tatsache ist das Vorhandensein einer zerquetschten Zone längs des Vermiglianatales und folglich längs des Verlaufes der fraglichen Bruchlinie. Bei dem sehr steilen Fallen sämtlicher Zonen, das aus allen Profilen ersichtlich ist, und bei dem komplizierten und zerrütteten Bau des nördlich liegenden Gebirges, wie aus der Arbeit Hammers hervorgeht, kann man aber wohl diese Quetschzone als keinen Beweis für die Tonalelinie betrachten. Die Zerquetschung des Schenkels einer Falte ist etwas ganz Gewöhnliches und man könnte nichts dagegen einwenden, wenn man die Annahme aufstellen würde, daß die kataklastischen Erscheinungen, die in Val Vermigliana vorkommen, auf eine solche Ursache zurückzuführen sind. Dafür würde auch die Breite der gepreßten Zone sprechen; am Gehänge ober Vermigliana sind die Spuren einer starken Kataklase noch zu konstatieren; dort sind nach Hammer[2]) die Pegmatite vollständig zerquetscht.

Es soll jetzt das Hauptargument (Nr. 4) besprochen werden; es kommt als letztes an die Reihe, weil es die größere Bedeutung hat und den Beweis nicht nur für die Verlängerung der Bruchlinie westlich vom Tonalepaß, sondern überhaupt für die Existenz der ganzen Bruchlinie liefern soll.

Die Beobachtungen Salomons, auf welche die Existenz einer scharfen Grenzlinie zwischen den phyllitischen Gesteinen im Süden und dem nördlichen hochkristallinen Tonaleschiefersystem beruht, wurden schon oben ausführlich wiedergegeben. Dieselben sollen jetzt, insoweit sie sich auf unser Aufnahmsgebiet beziehen, überprüft werden, und zwar auf Grund der Beobachtungen, welche ich selbst bei der

---

[1]) W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 3 u. 4.

[2]) W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1903, pag. 351.

Detailaufnahme gemacht habe, und mit Berücksichtigung der Profile Hammers. Demselben bin ich zu großem Dank verpflichtet, denn er hat mir die Originalzeichnungen seiner Profile überlassen und war mir sonst mit detaillierten Angaben über dieselben behilflich. Von den sechs Profilen auf pag. 435 ist der Teil nördlich des Taleinschnittes nach Hammer gezeichnet. Dem Umstande, daß mir die Originalzeichnungen zur Verfügung gestellt wurden, ist es zu verdanken, daß im Profil Nr. 2 auch jene Phyllitzone, welche im Liegenden der Augengneise in der Val del Merlo zu beachten ist, eingetragen werden konnte; dieselbe war nämlich von dem Zeichner übersehen worden und erscheint nicht in dem betreffenden Profil auf pag. 23 der zitierten Arbeit des Dr. Hammer[1]).

Aus diesen vereinigten Profilen kann man entscheidende Schlüsse über die uns beschäftigende Frage ziehen. Erstens sieht man, daß die Tonaleschiefer Salomons nicht als eine besondere Schiefergruppe aufgestellt werden können. Zweitens zeigen uns die Profile, daß die Schichtenfolge eine ganz normale ist. Über der obersten Gneisformation findet man einen Schieferkomplex, der hauptsächlich aus quarzitischen Gesteinen besteht und als Übergangsglied zu den nächstfolgenden Phyllitgneisen zu betrachten ist. Wo der Aufschluß nicht von der Val Vermigliana unterbrochen ist, sieht man ferner, daß die Phyllitgneise allmählich in normale Phyllite übergehen, wie man das zum Beispiel in der Val Barco ganz gut verfolgen kann.

Es geht aus diesen Tatsachen hervor, daß man vorläufig nicht imstande ist, irgendeine Lücke in der Schichtenfolge zu entdecken, welche auf eine Bruchlinie zurückgeführt werden müßte. Auch Dr. Hammer, dem die Übergänge von der Gneisformation in die Phyllite aus dem nördlichen Teile des Blattes gut bekannt sind, hat mich mündlich in dieser Meinung befestigt. Das Erscheinen von Kohlenstoffphylliten an der Basis der Phyllitserie kann nicht befremden und etwas an der Sache selbst ändern, denn dieselben bilden bekanntlich kein bestimmtes Niveau in der Serie und erscheinen sonst im Adamellogebiete eben in der unteren Partie der letzteren. Ganz ähnliche Verhältnisse habe ich auch im Gebiete der Cima d'Asta beobachtet.

Es entspricht also nicht den Tatsachen, wenn man von einem hochkristallinen Schieferkomplex und von einer Grenzlinie, welche denselben von den Phylliten trennt, redet. Die Gneise kommen nur in den tiefsten Partien der Profile zum Vorschein. Auf einen Umstand muß man hier aufmerksam machen, nämlich auf die Veränderung, welche in den Phyllitgneisen die Durchtränkung mit Pegmatit hervorruft, denn sie gibt den Phyllitgneisen ein glimmerschieferähnliches Aussehen (Hammer[2]). Man darf aber nicht solche kontaktveränderte Phyllitgneise, wie sie oft auf der Tonalestraße vorkommen, nach den eingehenden Studien, welche Dr. Hammer über

---

[1]) Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905.

[2]) a. a. O. pag. 8.



diesen Gegenstand publiziert hat [1]), etwa mit Schiefern höherer kristallinischer Struktur verwechseln.

Wir können die in unserem Aufnahmsgebiete, das ist östlich des Tonalepasses festgestellten Tatsachen in folgendem zusammenstellen:

1. Der Übergang der Quarzphyllite in die älteren Schichtenkomplexe ist normal und allmählich. Man kann in dem ganzen System nach dem heutigen Stande unserer Forschungen weder eine Lücke entdecken noch eine Grenzlinie ziehen, welche zur Annahme einer Bruchlinie Anlaß geben könnte.

2. Im Liegenden sowie im Hangenden des Augengneises von Stavel findet man Phyllite; derselbe kann also auch deswegen als Grenzlinie zwischen den Phylliten und älteren Schiefern nicht gebraucht werden.

3. Der Gesteinszug, welcher die Grenze zwischen dem Augengneis von Stavel und den Kohlenstoffphylliten markiert, ist vorläufig nicht als Reibungsbreccie aufzufassen; nach dem bisherigen Stadium der Untersuchungen kann man das Gestein eher mit einer Grauwacke vergleichen.

4. Es existiert tatsächlich eine Pressungszone, aber dieselbe zwingt nicht zu der Annahme der Existenz einer Bruchlinie.

5. Der Bau des Gebirges, welches aus fast senkrecht fallenden Schichten besteht, ist freilich nicht dazu geeignet, eine Bruchlinie, die parallel dem Schichtstreichen verläuft und nach der Faltung entstanden ist, erkennen zu lassen. Anderseits ist es umgekehrt recht schwer zu beweisen, daß überhaupt absolut keine solche Linie hier existiert. Wenn man also die Frage, die uns beschäftigt hat, mit voller Objektivität beantworten will, so muß man sich mit der Konstatierung begnügen, daß nach dem heutigen Stande der Forschungen wirklich zwingende Beweise weder für noch gegen die Verlängerung der Tonalelinie vom Passo del Tonale bis Dimaro vorhanden sind. Die weit größere Wahrscheinlichkeit spricht aber vorläufig gegen die Existenz einer Bruchlinie.

Da die geologischen Aufnahmen die politische Grenze nicht überschreiten, so habe ich bisher keine Gelegenheit gehabt, die Tonalelinie in der Val Camonica und weiter nach Westen zu verfolgen. Hoffentlich wird die Adamellomonographie Salomons diese wichtige tektonische Frage ausführlich behandeln. Es wäre vor allem eine Reihe von Profilen sehr wünschenswert, denn die Überprüfung der Tatsachen ostwärts des Tonalepasses hat ein Beispiel geliefert, wie einzelne Beobachtungen ganz gut irreführen können und ein falsches Bild ergeben. Erst eingehende Untersuchungen werden dem Problem eine entscheidende Wendung geben.

Vorläufig steht nur eine Tatsache fest: daß sich eine beinahe gerade Linie vom Veltlin bis Mezzana in der Val di Sole ziehen läßt,

---

[1]) W. Hammer, Die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1903, pag. 351.

welche ungefähr die nördliche Grenze der Phyllite markiert. Diese Linie kann nun entweder eine Bruchlinie sein oder eine einfache Grenzlinie. Östlich vom Tonale ist keine Bruchlinie zu konstatieren und die Geradheit der Grenzlinie ist von dem Bau des Gebirges, das ist von den fast senkrecht fallenden Schichten abhängig. Ähnliche tektonische Verhältnisse zeigt uns das Profil Salomons[1]) von Mt. Aviòlo bis zum Oglioufer nördlich von Edolo. Es ist ferner zu bemerken, daß einer mündlichen Mitteilung Dr. Hammers nach, sich dieselbe Schichtenfolge, welche am Tonalepaß auftritt, noch weiter nach Osten fortsetzt.

Anderseits sind die von Salomon bisher gelieferten Daten zu fragmentarisch und unvollständig. Übrigens erschien es zuerst diesem Autor selbst nur als wahrscheinlich, daß die Linie als eine Verwerfungslinie aufzufassen sei[2]). In seinen neuen Publikationen jedoch wird die Tonalelinie als eine festgestellte Tatsache hingestellt[3]) und jedenfalls als eine Verwerfung betrachtet[4]), so daß wohl zu erwarten ist, daß die angekündigte Monographie weitere Details und zwingende Gründe darüber enthalten wird. Vorläufig erscheint mir die Existenz der ganzen Tonalelinie noch als eine offene Frage. Wird es durch gründlichere Untersuchungen einmal gelingen, das Vorkommen einer solchen Bruchlinie vom Veltlin bis in die Val Camonica zu beweisen, dann wird man auch genötigt sein, die weitere Frage aufzuwerfen, wo eigentlich seine Verlängerung nach Osten zu suchen sei. Es wäre dann auch jene Störungslinie in Betracht zu ziehen, welche Hammer von P. Ercavallo über Pejo und den Cercenapaß bis in die Val di Rabbi, wenn auch nur fragmentarisch, festgestellt hat.

Mit dem Schicksal der Tonalelinie ist die sogenannte alpino-dinarische Grenze ziemlich eng verbunden. Termier betrachtet nämlich diese Verwerfung als die Surface de charriage des Dinarides. Salomon[5]) behauptet ferner, festgestellt zu haben, daß der Komplex der Tonaleschiefer die direkte Fortsetzung der Zone der „Pietre verdi" von Ivrea[6]) ist. Über diesen Gegenstand wolle man die Arbeiten von Stella[7]) und Novarese[8]) sowie die

[1]) Giornale di Mineralogia. Milano 1891, Vol. II, Tav. VII.

[2]) Giornale di Mineralogia. Milano 1891, pag. 145; Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil. XII 1891; Sitzungsber. Berlin 1896, pag. 1037.

[3]) Sitzungsber. 1901, pag. 78.

[4]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 342.

[5]) Salomon, Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiete. Sitzungsber., Berlin 1896, pag. 1037.

[6]) Salomon, Die alpino-dinarische Grenze. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 342.

[7]) Die „zona dioritica d'Ivrea" war bis jetzt unrichtigerweise in der deutschen Literatur als „Amphibolitzone von Ivrea" bezeichnet. Nach den letzten Ergebnissen der geologischen Aufnahmen soll die Zone besser als Komplex bezeichnet werden; diese besteht aus vielen und verschiedenen Gesteinstypen, die man in drei Gruppen teilen kann: die erste Gruppe besteht aus Diorit, Gabbro, Peridotit und Pyroxenit, die zweite aus bald massigen, bald schiefrigen Gesteinen, deren Mineralbestand Feldspat, Granat, Sillimanit, Biotit und Graphit ist, die dritte aus kristallinischen Kalken. Amphibolite kommen gar nicht vor.

[8]) Stella, Il problema geotettonico dell' Ossola e del Sempione (contre tavole). Boll. d. Com. geologico 1905, Roma, pag. 5.

Aufnahmsberichte[1]) von Stella, Franchi und Novarese[2]) nachsehen.

Auch kleine untergeordnete Bruchlinien wurden in unserem Aufnahmsgebiete direkt nicht konstatiert. Mit der Existenz einer Querbruchlinie würde man doch am einfachsten die geologischen Verhältnisse in der Gegend südlich von Ossana erklären. In dem einzigen Aufschlusse zwischen Malga di Capai und Malga di Piano treten die Glimmergneise der Tremenescagruppe zutage, während man an ihrer Stelle die Fortsetzung irgendeiner jener Zonen der Phyllitgruppe, welche in Val Ussaja noch aufgeschlossen sind, erwartet hätte. Man könnte hier an eine seitliche Verschiebung denken und wäre dann geneigt, dieselbe auf die kleinen Bruchlinien, welche nach Hammer in der Meridianrichtung zwischen Castello und Mezzana hinziehen, zurückzuführen.

III. Petrographische Beschreibung.

Tonalit.

Eine gute makroskopische Beschreibung des Tonalits vom Tonalepaß hat G. v. Rath, der Entdecker des Tonalits, gegeben; das Gestein wurde ferner von Kenngott, Baltzer, Lepsius und Reyer aus anderen Lokalitäten der Adamelloeruptivmasse beschrieben. Eine mikroskopische Beschreibung hat Salomon schon im Jahre 1890 publiziert; dieselbe bezieht sich aber lediglich auf den normalen Tonalit vom Monte Aviolo und ist insofern unvollständig, als die Plagioklase darin nicht bestimmt wurden. Die basischen und sauren Varietäten, die basischen Ausscheidungen, das schiefrige Gestein der basischen Randzone, die Pegmatite und Aplite wurden bis jetzt keiner mikroskopischen Untersuchung unterworfen; es erschien mir deswegen wünschenswert, eine solche von den Tonalitvarietäten, die in meinem Aufnahmsgebiete vorkommen, zu geben.

Normaler Tonalit.

Die Handstücke, welche zur Anfertigung der Dünnschliffe dienten, wurden in Val Stavel gesammelt, und zwar in einer solchen Entfernung von dem Rande, daß an denselben weder eine Spur von kataklastischer Wirkung noch eine Andeutung einer parallelen Anordnung der Gesteinselemente wahrzunehmen ist. Das Gestein ist mittelkörnig und läßt schon in Handstücken bei näherer Betrachtung erkennen, daß die verschiedenen Mineralien, besonders die Hornblende und Glimmer, eine deutlich ausgesprochene Tendenz zu einer

---

[1]) Novarese, A proposito di un trattato di petrografia di E. Weinschenk e sulpreteso rapporto fra le rocce della zona d'Ivrea e le pietre verdi della zona dei calceschisti. Boll. d. Com. geol. 1905, Roma, pag. 181.

[2]) Relazione al R. Comitato geologico sui lavori eseguiti per la carta geologica nel 1904. Boll. Com. geol. Parte uffic., pag. 30—38.

rohzentrischen Anordnung haben; Hornblende und Glimmer häufen sich gern zusammen und bilden kleine, nie mehr als 1 *cm* im Durchmesser betragende dunkle Flecken.

Es werden im folgenden der Reihe nach die verschiedenen Mineralien beschrieben, indem die musterhafte Beschreibung des Rieserferner Tonalits von Becke[1]) als Vorbild genommen wird. Die Reihenfolge nach der Menge weicht hier von jener, die Becke für den Tonalit der Rieserferner gegeben hat, insofern ab, daß die Hornblende die zweite statt der vierten Stelle nimmt. Die Reihenfolge nach der Menge ist hier: Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit, Mikroklin.

Plagioklas. Er ist im Dünnschliff schon bei gewöhnlicher Beleuchtung durch feine, scharfe, dunkle Konturen von den anderen farblosen Gemengteilen zu unterscheiden. Bei Zentralstellung des Spiegels sind die Konturen gleichmäßig markiert, bei schiefer Stellung sind sie verschieden: lichte auf der Beleuchtungsseite, dunkle auf der Schattenseite. Bei ganz schiefer Beleuchtung oder ziemlich starker Einengung der Irisblende treten die Plagioklase durch kräftigere Lichtbrechung stark hervor. Sie zeigen meist automorphe Gestaltung und eine gewisse Gruppierung der größeren Individuen. Der komplizierte Aufbau, welcher durch die ausgesprochene Zonarstruktur hervorgerufen wird, läßt sich schon durch schiefe Beleuchtung erkennen, und zwar in noch übersichtlicherer Weise als unter gekreuzten Nikols; sämtliche Zonen des Kernes sowie der Hülle sind nämlich gleichzeitig durch die Lichtbrechungsdifferenzen zu unterscheiden.

Die großen Individuen zeigen in der Regel wenige unregelmäßige breite Lamellen nach dem Albitgesetze und einzelne ebenfalls breite nach dem Perthitgesetze; mittelgroße Kristalle haben meistens zahlreiche dünne Albitlamellen. Albitzwillingsbildung kombiniert mit dem Karlsbader Gesetze ist häufig, bildet aber nicht die Regel.

Man unterscheidet: Kern, Kerngerüst, Füllsubstanz und Hülle, alle im Sinne von Becke, und läßt sich über deren Beschaffenheit alles wiederholen, was derselbe bei den Plagioklasen des Rieserferner Tonalits beobachtet hat. Selbst die Kernpartien sind in den untersuchten Dünnschliffen noch frisch und nur als Seltenheit wurde eine Kernumwandlung in Epidot beobachtet. Albitadern wurden nicht gefunden. Kern und Kerngerüst heben sich manchmal schon im gewöhnlichen parallelen Licht durch ihren Reichtum an Einschlüssen hervor; die letzten bestehen zum großen Teil aus einem feinen Pigment, aber auch aus Apatit- und Zirkonsäulchen.

Für die Bestimmung der Plagioklase wurde hauptsächlich die Messung der Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu M und P und der Vergleich mit Quarz gebraucht, ferner die Messungen der konjugierten Auslöschungsschiefen in Karlsbader Doppelzwillingen und die Bestimmung des optischen Charakters. Von den Schnitten senkrecht zu M und P wurden nur solche benutzt, welche einen Winkel von 93—94° zwischen der Trace von M und den scharfen Periklinlamellen, beziehungsweise den haarscharfen Spaltungsrissen

[1]) F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen. XIII. Bd., 1892.



zeigen. Das Zeichen — bedeutet stumpfe Winkel, + spitzen Winkel, wurde aber nur in den nötigen Fällen beigegeben. Bei der Bestimmung des Anorthitgehaltes kam die empirische Kurve nach M. Lévy zur Anwendung [1]).

An einem großen Plagioklas mit kompliziertem Zonenbau wurde gemessen:

in dem Kerngerüst	37°, d. i. 60%	*An*
in der Füllsubstanz	33°, d. i. 55%	„
in der Hülle	26°, d. i. 47%	„
in der äußersten Hülle . . .	21°, d. i. 41%	„

In einem großen Karlsbaderzwilling:

Kern . . .	1	34°	2	—	—
	1'	32°	2'	16°,	d. i. 57% *An*, Pol. 35
Füllsubstanz . . .	1	20°	2	9°	—
	1'	24°	2'	6°	—

Der Vergleich mit Quarz lieferte folgende Resultate:

Hüllepartie . . . . $\omega < \alpha'$; $\varepsilon < \gamma'$ basischer Andesin
Hüllepartie . . . . $\omega < \gamma'$; $\varepsilon \leqq \alpha$ basischer Andesin — Labrador.

Diese Messungen gelten für große Individuen. Es war schon die Rede von einer rohzentrischen Anordnung der Mineralbestandteile; dieselbe entwickelt sich derart, daß eine Gruppe von dicht nebeneinanderstehenden dunklen Gemengteilen von einem mehr oder minder ausgesprochenen und vollständigen Gürtel von großen Plagioklasen umringt wird. Eine dritte nur rudimentär entwickelte oder bloß angedeutete Zone besteht aus kleinen Plagioklasen von meistens quadratischem Umriß und einfacher Zonarstruktur; diese kann wohl auch vollständig fehlen. Die kleinen Plagioklase gehören offenbar zu einer späteren Generation; sie häufen sich am Rande der Quarz- und Mikroklininseln, welche die großen Lakunen zwischen den anderen Mineraliengruppen ausfüllen, und sind von diesen zwei Mineralien teilweise umgrenzt oder sie liegen, und zwar in großen Mengen, gar mitten drinnen in den Quarz- oder Mikroklinkörnern. Von solchen kleinen Plagioklasen liegen folgende Messungen vor:

Plagioklas am Rande des Quarzes ⊥ zu *M* u. *P*:

22°, d. i. 41% *An*.

Plagioklas im Quarz, zonar gebaut, ⊥ zu *M* u. *P*:

Kern . . . 26°, d. i. 47% *An*
Hülle . . . 18°, d. i. 36% „

Plagioklas im Quarz ohne Zonarstruktur:

24·5°, d. i. 45% *An*.

Plagioklas im Quarz; Vergleich mit demselben:

$\omega < \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ von Labrador aufwärts.

Plagioklas in Mikroklin, ⊥ zu *M* und *P*:

28°, d. i. 49% *An*.

[1]) Tschermaks Min. u. petr. Mitteilungen 1899, Bd. XVIII, pag. 557.

Die Plagioklase der Zwerggeneration haben eine Basizität, welche jener der Hülle der großen Individuen entspricht und sind offenbar später als jene aus einem saureren Magma auskristallisiert.

Mikroklin. Der Mikroklin tritt in unserem Tonalit gegenüber Quarz und Plagioklas sehr stark zurück. In einem Dünnschliffe von normaler Größe sind in der Regel bloß drei oder vier Körner zu sehen; diese sind ziemlich groß, eckig und geben, sobald sie mit Plagioklas in Berührung kommen, Anlaß zur Bildung von großen schönen Myrmekitpartien. Der Mikroklin ist im Handstücke nicht unterscheidbar, wohl aber im Dünnschliffe durch seine niedere Doppelbrechung sehr leicht bei schiefer Beleuchtung zu überblicken. Im polarisierten Lichte zeigt er viel deutlicher als Quarz eine deutlich undulöse Auslöschung, die wohl auf unvollkommene Gitterstruktur hindeutet.

Hornblende. Die Hornblende tritt in ziemlich großen Individuen auf, die meistens einer kristallographischen Begrenzung entbehren; Zwillingslamellen sind in Querschnitten gar nicht selten. Der Pleochroismus ist kräftig: in Schnitten nach 010, welche das zentrisch symmetrische Interferenzbild zeigen, ist

α = hellledergelb — γ = dunkelgrün.

Basisschnitte zeigen die Zonarstruktur sehr deutlich; man kann unterscheiden einen braunen Kern und eine grünliche Hülle. Der Pleochroismus in einem solchen Schnitt, der, senkrecht zu γ getroffen war und gerade Auslöschung zeigte, war:

	α	β
Kern	hellledergelb	dunkelgrünlichbraun
Hülle	hellledergelb	gelblichgrün.

Für α ist ein Unterschied der Farbe absolut nicht wahrzunehmen.

In Schnitten normal zu β beträgt die Auslöschungsschiefe 14·5°; die Dispersion ist $\rho > \nu$ um α; der optische Charakter —.

Im Plagioklas kommen manchmal kleine Hornblendeindividuen in Form von sechsseitigen Täfelchen oder kurzen Prismen vor; sie zeigen eine hellere Färbung als die großen Kristalle; in den ganz kleinen Nadeln ist der Pleochroismus kaum wahrzunehmen, ganz fehlt er aber nie, und durch den + Charakter der Prismenzone sind sie übrigens leicht von Apatit zu unterscheiden.

Biotit. Aus der ersten Beschreibung des Tonalits von G. Rath ist bekannt, daß Hornblende und Glimmer sich in diesem Gesteine in gewisser Weise vertreten; man kennt aus der Adamelloeruptivmasse auch Varietäten, die ganz hornblendefrei, und solche, die fast glimmerfrei sind [1]; ganz ohne Glimmer wurde der Tonalit noch nie beobachtet. In unserem Gesteine tritt Glimmer gegen Hornblende sehr deutlich zurück, während in den später zu beschreibenden Varietäten der

[1]) W. Salomon, loc. cit.

Randzone die Hornblende das Übergewicht verliert und auch vollständig verschwindet. Biotit bildet bald sechsseitige Blättchen, bald unregelmäßige Schuppen; in günstig getroffenen Schnitten kann man wahrnehmen, daß sehr dicke Säulen vorhanden sind. Gleitungs- oder Knickungserscheinungen wurden nicht beobachtet, dieselben kommen, und zwar in großem Maßstabe, erst in der gepreßten Randzone vor.

Einschlüsse von Apatit sind im Glimmer nicht häufig, pleochroitische Höfe gehören zu den Seltenheiten und sind sehr schwach.

Wo die Glimmerblättchen in Kontakt mit Plagioklasen kommen, wurde oft die Beobachtung gemacht, daß die Plagioklaskristalle, die tief in die Glimmerlamelle eindringen, an einem Lamellenstreifen plötzlich glatt abschneiden. Wenn die Wachstumsrichtung des Plagioklases parallel den Lamellen verläuft, so entstehen fransenförmige Einschnitte, indem die dunklen Streifen, welche die verschiedenen Lamellen trennen, spitzige Fortsätze bilden. Manchmal dringen sie als haarförmige Bildungen tief in die angreifenden Plagioklase hinein. (Vergleiche Taf. XI [I], Fig. 2.)

Quarz kommt in großen unregelmäßigen Körnern vor; dieselben treten gewöhnlich nicht als einzelne Individuen auf, sondern gruppenweise, so daß sich breite Inseln zwischen den Gruppen der anderen Mineralien bilden. Die undulöse Auslöschung ist nicht stark. Von der Zwerggeneration der Plagioklase, welche er einzuschließen pflegt, war schon früher die Rede.

Mikroskopische Einschlüsse kommen oft vor; sie bilden immer die charakteristischen Reihen. Eine nähere Bestimmung derselben wurde nicht versucht.

Accessorische Gemengteile. Zu diesen gehören Orthit, Apatit, Zirkon, Erze als primäre Gemengteile, Epidot als sekundäres Zersetzungsprodukt. Da die untersuchten Gesteine sehr frisch waren, wurde Muskovit nicht gefunden; auch Granat, der vielfach aus dem Tonalit des Adamello und der Rieserferner beschrieben wurde, fehlt hier vollständig.

Orthit wurde von Rath als ein charakteristischer akzessorischer Gemengteil des Tonalits angeführt, später aber im Adamellotonalit nicht mehr gefunden. Salomon[1]) hat ihn im Tonalit des Monte Aviolo niemals gesehen, auch Cathrein[2]) betont das konstante Fehlen dieses Minerals in den von ihm untersuchten Dünnschliffen. Im Gegensatze dazu war Rath der Meinung, daß Orthit im Tonalit allgemein verbreitet sei. Er hatte ihn in Stücken, welche er bei Cedegolo und am Lago d' Avio gesammelt hatte, gefunden; in Blöcken, welche an der Mündung des Val S. Valentino liegen, „ist der Orthit so häufig, daß man denselben fast einen wesentlichen Gemengteil nennen könnte“ [3]).

---

[1]) W. Salomon, Geologisch-petrographische Studien am Monte Aviolo. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1890, pag. 543.

[2]) A. Cathrein, Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. I, pag. 73.

[3]) G. Rath, Beiträge etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 16, 1864, pag. 256.

Auch in dem Rieserferner Tonalit fand Becke Orthit, und zwar sowohl in den Gesteinen der Kern- und Randfazies als auch in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten; aus dem Tonalitgneis der Brixener Exuptivmasse [1]) wird das Mineral nicht beschrieben. In dem von mir untersuchten Dünnschliff des Presanellatonalits kommt Orthit vor, aber sehr selten; in dem Tonalit mit paralleler Struktur wurde er nicht gefunden, wohl aber in dem basischen Tonalit der Randzone. Orthit tritt in Querschnitten von sechsseitiger Form auf und zeigt keine Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist stark; es wurde beobachtet

α = lichtbraun

β = dunkelbraun.

Als Einschluß kommt Apatit in großen Querschnitten vor. Zwillingslamellen wurden nicht beobachtet.

Apatit ist nicht, wie es sonst der Fall ist, in den dunklen Gemengteilen angehäuft. Hornblende und Biotit enthalten nur einen kleinen Teil der Apatitnadeln; dieselben sammeln sich dagegen mit Vorliebe in selbständigen Kolonien und bilden Reihen und Schwärme, die gewöhnlich am Rande der dunklen Mineralien liegen, aber auch mitten in den Gruppen der Feldspatkristalle auftreten.

Zirkon findet man überall in Form von kleinen und größeren langprismatischen Kristallen, häufiger aber in den farbigen Mineralien, wo er nur selten pleochroitische Höfe zeigt.

Die eigentümliche Erscheinung, die Becke im Rieserferner Tonalit beobachtete, daß Erze kaum eine nennenswerte Rolle spielen, ist auch hier wahrzunehmen.

Epidot kommt als Zersetzungsprodukt im Kern von Plagioklasen vor, wo er sich schon in gewöhnlichem Lichte durch die hohe Lichtbrechung heraushebt.

Chlorit. Der Biotit ist in minder frischen Gesteinsproben am Rande grün gefärbt mit Übergängen in Chlorit.

Struktur und Ausscheidungsfolge. Die Struktur ist vollkristallinisch und hypidiomorphkörnig. Es wurde schon oben bemerkt, daß schon in Handstücken eine rohzentrische Anordnung der verschiedenen Mineralien wahrzunehmen ist. In den Dünnschliffen tritt dieselbe ebenso deutlich zutage. In der Regel sind die dunklen Gemengteile für sich gruppiert und bilden das Kristallisationszentrum für die großen Plagioklase; die Zwischenräume sind von unregelmäßigen, meist sehr großen Körnern von Quarz und Mikroklin ausgefüllt; die letzteren schließen zahlreiche kleine Plagioklase ein, welche, wie oben erwähnt wurde, eine Basizität besitzen, welche jener der Hülle der großen Individuen entspricht.

---

[1]) W. Petrascheck, Über Gesteine der Brixener Masse, l. c.



Folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die

Ausscheidungsfolge des normalen Tonalits.

Biotit	———	———	——	
Hornblende	——	———	———	
Orthit	—	———	—	
Generation der großen Plagioklase . . .		———	———	———
Zwerggeneration der Plagioklase . . .			———	—
Mikroklin			——	———
Quarz . , ...			—	———

Zu den ältesten Ausscheidungen gehören Erze, Zirkon, Apatit; Zirkon ist wenigstens zum Teil älter als Apatit, denn er wurde als Einschluß in einem großen Säulenquerschnitt des letzteren beobachtet. Apatit ist, wie oben erwähnt wurde, in Form von Nadelschwärmen häufiger im Plagioklas als in den dunklen Gemengteilen, während Erze fast ausschließlich in Hornblende und Biotit zu sehen ist, was aber nicht ohne weiteres auf ein relativ junges Alter des Apatits zurückgeführt werden kann. Hornblende wurde nie als Einschluß in Biotit gefunden, dagegen kommen kleine Leisten und Fetzen von Biotit oft in Hornblende vor; diese ist nicht selten in Form von mehr oder minder deutlich sechsseitigen Täfelchen oder unregelmäßigen Fetzen in Plagioklas zu finden. Wie früh die Auskristallisation der Plagioklase begonnen hat, zeigt das ziemlich oft beobachtete Vorkommen von nicht allzu kleinen, gut zonar gebauten hydiomorphen Plagioklasen sowohl in Biotit als auch — und zwar noch öfter — in Hornblende. Quarz wurde neben kleinen Plagioklasen in Hornblende als Einschluß beobachtet. Quarz wurde in Form von kleinen Körnern auch in Biotit, obwohl selten, gefunden; in einem Falle führte der Quarzeinschluß selbst ein paar kleine Hornblendekriställchen; diese Quarzeinschlüsse könnten aber zum Teil auch sekundäre Bildungen sein. Die Altersverhältnisse des Orthits werden durch das in Fig. 1 der Taf. XI [I] abgebildete Beispiel illustriert. Das Bild stellt einen großen Mikroklinkern vor, welcher ringsherum von Plagioklasen und zum Teil von Biotit umgeben ist; zwei große Plagioklase liegen auch im Zentrum des Mikroklinkernes; unmittelbar links ober dem Myrmekitzapfen jenes Plagioklaskristalls, der gerade im Zentrum liegt, ist der Orthit zu sehen. Derselbe zeigt drei gut ausgebildete Kanten der sechsseitigen Kristallform und ist vollständig hydiomorph gegenüber

dem Mikroklin und dem Myrmekitzapfen des Plagioklases. Der Orthitkristall zeigt in der Mitte einen Apatitquerschnitt und setzt sich von dieser Stelle nach unten als schmaler beulenförmiger Fortsatz weiter zwischen zwei Plagioklasen fort, welche ihren Hydiomorphismus ihm gegenüber behaupten.

Von der Zwerggeneration der Plagioklase war schon früher die Rede; sie ist gleichalterig mit der äußeren sauren Zone der großen Plagioklase und jünger als die äußerste Hülle derselben.

Tonalit. Dunkle und lichte Varietäten.

In dieser fast schwarzen Varietät, deren geologisches Vorkommen oben besprochen wurde, sind Hornblende und Glimmer in gleicher Menge die herrschenden Gemengteile. Auffallenderweise sind die Plaglioklase saurer als in dem normalen Tonalit, während man im Gegenteil eine größere Basizität hätte erwarten können. In Schnitten senkrecht zn *M* und *P* wurden folgende Messungen gemacht:

Kerngerüst . . . 32°, d. i. 53% *An* Labrador
Füllsubstanz . . . 23·5°, d. i. 42% „ Andesin
Hülle . . . . . 9·5°, d. i. 30% „ basischer Oligoklas.

Im Vergleich mit Quarz war in kleinen Individuen:

in der äußersten Hülle $\omega = \gamma'$ $\varepsilon > \alpha'$, d. i. saurer Oligoklas
in der Hülle . . . . . $\omega \leq \alpha$ $\varepsilon < \gamma$, d. i. basischer Oligoklas.

In normalem Tonalit war der Anorthitgehalt im Kern 57—60% und 35% in der äußersten Hülle der kleinen Individuen. Diese Verhältnisse lassen sich erklären in der Weise, daß man annehmen muß, daß die Plaglioklase aus einem Magma auskristallisierten in einer Zeit, als es durch die außerordentliche Ausscheidung von Glimmer und Hornblende bedeutend kalkärmer geworden war. Analog verhalten sich die lichteren Varietäten, welche als Schlieren auftreten; in vollem Gegensatz zu dem Erwarteten fand man hier in den Plagioklasen eine viel größere Basizität als in normalem Tonalit, obwohl Hornblende und Biotit so stark zurücktreten, daß in einem Dünnschliff von normaler Größe bloß vier bis fünf kleine Individuen von jeder vorkommen. Es wurde gemessen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* im:

Kerngerüst . . . 41 5°, d. i. Anorthit
Füllsubstanz . . . 32°, d. i. 53% *An* Labrador
Hülle . . . . . 21·5°, d. i. 40% „

In einem zweiten Fall

Kern . . . 40°, d. i. ca. 75% *An*
Hülle . . . 28°, d. i. 49% „ Labrador.

Tonalit. Basische Ausscheidungen.

Die basischen Ausscheidungen des Tonalits kann man leicht in zwei Gruppen einteilen: grobkörnige und feinkörnige. Die ersten bilden dunkle, gegen die Hauptmasse schlecht abgegrenzte Flecken,



welche bloß durch den melanokratischen Charakter von Tonalit selbst zu unterscheiden sind. Die zweiten sind manchmal so feinkörnig, daß man sie im Handstück fast mit Hornfelseinschlüssen verwechseln könnte; der Feinheit des Kornes entsprechend, sind sie von der Hauptmasse scharf abgegrenzt; größere Plagioklase und größere Glimmerblättchen treten aus der dichten Grundmasse einsprenglinsartig hervor. Daß unzählige Übergänge zwischen diesen zwei extremen Typen vorkommen, liegt auf der Hand. Es sollen im nachfolgenden die zwei extremen Typen neben einer Ausscheidung, die eine Mittelstelle einnimmt, beschrieben werden.

Grobkörnige basische Ausscheidung. Das Korn ist kaum kleiner als das des umschließenden Gesteines, dessen Plagioklase eine Zusammensetzung haben, welche von 60 bis 40% Anorthitgehalt schwankt. Viel basischer erwiesen sich die Plaglioklase der basischen Ausscheidung. Im Schnitte senkrecht zu *M* und *P* fand man:

Kern . . .	41°,	d. i. Anorthit
Hülle . . .	33°,	d. i. 54% *An* Labrador.

Diese Resultate wurden von der konoskopischen Untersuchung bestätigt; der optische Charakter wurde nämlich bald + (Labrador), bald — (Anorthit) gefunden; in anderen Fällen war die Bestimmung nicht möglich, weil der Balken in der 45° Stellung gerade erschien; die letzteren Schnitte sollten dem Bytownit gehören. Während in dem einschließenden Tonalit Quarz wie gewöhnlich keinen unwesentlichen Bestandteil bildet, fehlt er hier in der Ausscheidung vollständig. Dafür tritt Hornblende zahlreicher auf und schließt die Plagioklase in einem Netzwerk ein. Von den letzten erscheinen viele kleine Individuen meist als einfache Zwillinge von mehr oder minder abgerundeter quadratischer Form in der Hornblende eingeschlossen.

Mittelkörnige basische Ausscheidungen. Das Korn ist bedeutend kleiner als das des umschließenden Tonalits; schon im Handstück heben sich aus der schwarzgrauen Masse einige weiße Plagioklase einsprenglingsartig hervor. Biotit und Hornblende treten gegenüber den farblosen Gemengteilen vor; Mikroklin fehlt; Plagioklas ist reichlich vorhanden in mittelgroßen Individuen; Quarz kommt spärlich vor in Form von runden Körnern und seltener von eckiger, lappiger Gestalt. Die Plagioklase sind zonar gebaut mit sehr basischem Kern und sehr saurer Hülle. Die Messungen von Schnitten senkrecht zu *M* und *P* gaben:

Kerngerüst . .	+ 42°,	d. i. Anorthit
Füllsubstanz . .	+ 35°,	d. i. 57% *An*
Hülle	+ 28°,	d. i. 48% „
Äußerste Hülle .	+ 4°,	d. i. 28% „
Kerngerüst . .	+ 41·5°,	d. i. Anorthit
Füllsubstanz . .	+ 21°,	d. i. 40% *An*
Hülle	+ 6°,	d. i. 29% „
Kern	+ 37°,	d. i. 60% *An*
Hülle	+ 18·5°,	d. i. 37% „

Biotit und Hornblende kommen in mittelgroßen Körnern in der gewöhnlichen Form wie im Tonalit vor. Auffallend ist die relativ große Menge von sehr kleinen quadratischen Plagioklaseinschlüssen in Hornblende und Glimmer. Anderseits kommen viele kleine Biotitfetzen und winzige rundliche Körner neben kurzen breiten Nadeln (noch stark pleochroitisch) von Hornblende in Plagioklas vor. Die Plagioklase in der Hornblende scheinen saurerer Natur als die großen freien zu sein; denn in einem Falle war die Auslöschungsschiefe im Schnitte senkrecht zu *M* und *P* von:

Kern . . . 38°, d. i. 62% *An*
Hülle . . . 21°, d. i. 40% „

Quarz ist spärlich vorhanden in Form von zahlreichen kleinen rundlichen Körnern und wenigen großen Individuen. Apatit ist selten, Zirkon häufig zu sehen.

Feinkörnige basische Ausscheidungen. Aus der feinkörnigen, sehr dunklen Grundmasse treten zahlreiche größere Biotitblättchen und kleine Plagioklase als weiße Punkte hervor. Biotit ist das alleinherrschende farbige Mineral und überwiegt kaum an Menge die farblosen Gemengteile; er bildet ein maschenartiges Netzwerk. In nicht zonar gebauten Plagioklasen wurden folgende Auslöschungsschiefen gemessen:

30·5°, d. i. 51% *An*; 33°, d. i. 54% *An*.

In größeren Individuen mit ausgesprochener Zonarstruktur:

Kern . . . 42°, d. i. Anorthit
Hülle . . . 24°, d. i. 44% *An* Labrador

und

Kern . . . 41°, d. i. Labrador — Anorthit
Hülle . . . 24°, d. i. 44% *An* Labrador

Die Plagioklase sind zum Teil idiomorph ausgebildet, zum Teil allotrimorph. Quarz tritt gegenüber Plagioklas sehr stark zurück, ist aber reichlich vorhanden. Zirkon und Apatit erscheinen zahlreich, selten aber in Biotit, sondern meistens in Plagioklas und auch in Quarz eingeschlossen.

Tonalit. Biotitkonkretionen.

Sie bilden gewöhnlich rundliche, nußgroße, schwarze Flecken in der lichten Tonalitgrundmasse und erreichen bisweilen einen Durchmesser von 6—7 *cm*. Gegen das Hauptgestein sind sie oft von einer ca. 2—3 *mm* breiten Zone von feinkörnigem, biotitreichem Tonalit begrenzt; es folgt dann entweder sofort die schwarze Biotitkonkretion oder eine Übergangszone, die weiß punktiert ist. In dieser treten die farbigen Mineralien Biotit und Hornblende gegen die farblosen sehr stark zurück. Biotit erscheint in ziemlich großen dunkelbraunen Lappen oder Fetzen mit verzerrten Rändern; die sechsseitige Form ist in den Blättchen parallel zur Spaltbarkeit oft wahrzunehmen; Hornblende, welche in viel kleinerer Menge vorkommt, erscheint in Gestalt

von großen Individuen, die so viele Ausbuchtungen und Auszackungen zeigen, daß nur ein Skelett der angedeuteten Kristallform erhalten geblieben ist. Der nicht besonders reichlich bemessene Raum zwischen den dunklen Gemengteilen ist gewöhnlich von ziemlich großen, unregelmäßig eckigen Quarzkörnern erfüllt; selten wird derselbe von größeren Plagioklasen in Anspruch genommen. Eine eigentümliche Verbreitung zeigt der Plagioklas; in Form von kleinen quadratischen Individuen, meist einfachen Zwillingen, erscheint er überall als Einschluß: in Biotit, in Hornblende, in Quarz; in Biotit und Hornblende sind diese Einschlüsse manchmal so zahlreich, daß eine Siebstruktur zustande kommt (s. Taf. XI [I], Fig. 3 u. 4); in Quarz sind sie bald als einzelne Individuen eingeschlossen, bald treten sie als dichte Kolonien auf, welche die Quarzmasse fast verdrängen. Außer Plagioklas muß der Quarz noch zahlreiche kleine Hornblendekriställchen bewirten, die in Form von stark abgerundeten bis fast ganz runden, sechsseitigen Querschnitten oder als winzige, kurze dem Apatit ähnliche, doch immer stark pleochroitische Nadeln vorkommen. Der Kontrast zwischen der Zwerggeneration von Plagioklas und Hornblende und den größeren Individuen ist sehr frappant und verleiht dem Gesteine ein eigentümliches Aussehen. Nachstehend die Messungen für die Plagioklasbestimmungen.

In großen selbständigen Plagioklasindividuen, in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* mit Zonenstruktur:

Kern . . . . . 33^0, d. i. $54^0/_0$ *An*
Füllsubstanz . . . 24^0, d. i. $44^0/_0$ „
Hülle . . . . . 16^0, d. i. $34^0/_0$ „

In einem zweiten Individuum, das gleichzeitig den Vergleich mit Quarz gestattete, und zwar sowohl im Kern als in der Hülle:

Kern . . . 27^0, d. i. $48^0/_0$ *An* Labrador
Hülle . . . 14^0, d. i. $33^0/_0$ „ Basischer Oligoklas—Andesin

Kern . . . $\omega < \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ Labrador
Hülle . . . $\omega < \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Saurer Andesin od. basischer Oligoklas.

In einem dritten Falle, senkrecht zu *M* und *P* in einem Individuum, das im Glimmer eingewachsen war und keine Zonarstruktur zeigte, war die Auslöschung

30^0, d. i. $51^0/_0$ *An* Labrador.

Die Plagioklase der Zwerggeneration ließen keinen ausgesprochenen Unterschied in bezug auf die Basizität erkennen. In einem winzigen Plagioklas, senkrecht zu *M* und *P*, der mit acht anderen Individuen ein Biotitblättchen durchsetzte, wurde gefunden:

$$\left.\begin{matrix}20{\cdot}5^0\\19{\cdot}5^0\end{matrix}\right\}\text{ Mittel } 20^0\text{, d. i. } 39^0/_0\ An.$$

In zwei verschiedenen Plagioklasen einer zahlreichen und dichten Kolonie im Quarz gab der Vergleich mit demselben:

$\omega < \alpha'$, $\varepsilon = \gamma'$ saurer Andesin; $\omega < \gamma'$ $\varepsilon < \alpha'$ Labrador.

Der makroskopisch vollkommen schwarze Kern der Biotitkonkretion zeigt unter dem Mikroskop ein dichtes Geflecht (s. Taf. XI [I], Fig. 5) von leistenförmigem, beinahe parallel liegendem Glimmer; die sehr spärlichen und kleinen Zwischenräume sind von kleinen Körnern von Plagioklas und wenig Quarz und Hornblende erfüllt. Die leistenförmigen Glimmerindividuen sind an manchen Stellen dicht aufeinandergeschichtet, so daß Scheiterhaufen und Säulen entstehen, deren Breite gleich der Länge der Biotitleisten ist (s. Taf. XI [I], Fig. 6); diese Säulen streben dem Zentrum der Konkretion zu. Die winzigen Plagioklaskörner sind optisch — was in Verbindung mit der relativ kleinen Lichtbrechung auf die Oligoklasandesinreihe schließen läßt. Die kleinen winzigen Hornblendekriställchen bilden entweder kurze Nadeln oder rundliche Querschnitte und kommen neben Apatitnadeln vor, von welchen man sie leicht durch den noch kräftigen Pleochroismus unterscheiden kann.

Tonalit mit paralleler Struktur.

Es ist zunächst von Interesse, zu bestimmen, ob mit der Annäherung der Randzone eine Zunahme der Basizität in den Plagioklasen festzustellen sei. Folgende Messungen mögen dazu dienen, auf diese Frage eine Antwort zu geben.

Tonalit mit deutlich ausgesprochener paralleler Struktur; mikroklinhaltig.

Schnitte ⊥ zu *M* und *P*:

Kern	. 37°,	d. i. 60% *An*
Hülle	. 26°,	d. i. 47% „
Äußerste Hülle . . .	. 20°,	d. i. 39% „

Vergleich mit Quarz $\omega < \alpha'$ $\varepsilon < \gamma'$ Bas. Andesin
$\omega < \gamma'$ $\varepsilon \leqq \alpha'$ (Labrador).

Tonalit mit ausgesprochen paralleler Struktur, stark gepreßt, wenig entfernt von der basischen Randzone, mikroklinhaltig.

Schnitte ⊥ zu *M* und *P*:

Kern	. 35°,	d. i. 55% *An*
Hülle	. 22·5°,	d. i. 42% „
Kerngerüst	. 37·5°,	d. i. 56% „
Füllsubstanz . . .	. 24·5°,	d. i. 45% „

In einem dritten Falle:

Kerngerüst	. 37·5°,	d. i. 56% *An*
Füllsubstanz	. 22°,	d. i. 41% „
Äußerste Hülle . . .	. 15°,	d. i. 33% „

Vergleich mit Quarz:

$\omega < \alpha'$, $\varepsilon \geqq \gamma'$ Saurer bis basischer Andesin.

Dieselben Werte haben wir in den großen Plagioklasen des normalen Tonalits gefunden, so daß hier eine Zunahme der Basizität nicht zu erkennen ist. Demgemäß ist die geologische und petro-

graphische Trennung des Tonalits mit paralleler Struktur von dem basischen Tonalitgneis berechtigt.

Von der Neubildung von Epidot abgesehen, findet man im Mineralbestand des Tonalits mit paralleler Struktur keinen wesentlichen Unterschied gegenüber jenem des normalen Tonalits. Tatsächlich ist in den meisten Schliffen ein starkes Zurücktreten der Hornblende gegenüber Biotit wahrzunehmen; aus dieser Erscheinung darf man aber nicht etwa den Schluß einer Hornblendeumwandlung in Biotit in großem Maßstab ziehen. Dies wäre eine frühzeitige Schlußfolgerung, denn erstens geht das Vorherrschen des Biotits nicht Hand in Hand mit der Zunahme der Pressungserscheinungen, zweitens findet man auch solche unter den gesammelten Stücken, die bei stärkster Pressung ein völliges Vorherrschen der Hornblende zeigen, und drittens ist es schon bekannt, daß auch im Tonalit der Zentralmasse an Biotit reiche Varietäten mit hornblendereichen wechseln. Die gleichen Verhältnisse sollen im nachstehenden vom basischen Tonalitgneis beschrieben werden; es ist hier der Grad der Pressung ein maximaler und dabei gleichmäßiger und dennoch kommen, obwohl meistens Biotit vorherrscht, mitunter Varietäten vor, die fast ausschließlich Hornblende führen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist also die Erscheinung des Zurücktretens des Biotits nicht ein Phänomen der Kataklase, sondern durch eine ursprüngliche magmatische Differentiation zu erklären.

Tatsächlich lieferte die mikroskopische Untersuchung kein klares Beispiel eines Überganges von Hornblende in Biotit.

Druckerscheinungen. Man kann wohl zwanglos vier gut charakterisierte Stadien der Kataklaserscheinungen fixieren.

1. Die parallele Struktur ist im Handstück nicht wahrzunehmen. Hornblende herrscht vor. — Die einzige Druckerscheinung gibt sich in einer starken undulösen Auslöschung des Quarzes kund.

2. Die parallele Struktur ist schon im Handstück deutlich; eine Umformung der Mineralien ist makroskopisch nicht wahrzunehmen. Biotit herrscht vor. — Es tritt im Quarz wandernde Auslöschung auf. Das Phänomen besteht im folgenden. Die großen Quarzkörner teilen sich ohne Bruch in leistenförmige Felder, welche ungleichzeitig auslöschen. Stellt man den Quarz so ein, daß die leistenförmigen Felder von vorn nach hinten stehen und dreht dann den Objekttisch langsam nach links oder nach rechts, dann wird der Quarz vom laufenden Schatten durchzogen, die den Eindruck einer welligen Bewegung liefern. Die Richtung der Bewegung ist senkrecht zu den Leisten. Stellt man eine einzige Leiste auf hell und dreht sehr langsam auf dunkel, so sieht man, daß die Auslöschung noch nicht einheitlich ist; eine tiefschwarze Linie wandert rasch durch die graue bis grauschwarze Leiste. Das Wandern dieser Linien ist in den verschiedenen Leisten nicht gleichmäßig; eine Schattenlinie geht nach links, eine andere nach rechts. Gewöhnlich zeigen benachbarte Leisten entgegengesetzte Wanderungsrichtungen. Auch sind meistens die leistenförmigen Felder an einer Seite (oben) schmäler als an der anderen (unten); sie nähern sich der Form eines langen schmalen Dreieckes; in diesem Falle wandert die Auslöschungslinie nicht parallel,

sondern sie **pendelt.** Ich will diese Erscheinung, als eine besondere Form der wandernden Auslöschung, **pendelnde Auslöschung** nennen.

Gleichzeitig erscheinen in dem großen Quarzkorn kleine Körner mit rundlichen Konturen oder größere und dann mit lappiger, verschwommener Begrenzung und ausgesprochener Verschiedenheit in der Orientierung. Das große Individuum läßt sich nämlich trotz der wandernden Auslöschung in eine solche Stellung bringen, in der es ganz hell oder fast ganz dunkel erscheint; dann erscheinen die obengenannten Körner im Gegensatz zu der Orientierung desselben dunkel oder hell. Es muß betont werden, daß man im Quarz des normalen Tonalits nur Plagioklase als Einschlüsse findet. Theoretisch ist es bei der eckigen Gestalt des Quarzkornes wohl möglich, daß der Schnitt so getroffen wäre, daß die Fortsätze des benachbarten Kornes als Einschuß in dem anderen erscheinen. Dieser Fall sollte aber wegen der Art wie der Quarz im Tonalit auftritt, sehr selten sein; ich habe ihn in den großen Körnern des normalen Tonalits nie beobachtet. Dagegen ist kein großer Quarz in diesem Stadium frei von solchen anders orientierten Körnern; bezeichnend ist der Umstand, daß dieselben sämtlich fast gleichzeitig auslöschen. Zur Vervollständigung des geschilderten Bildes mögen folgende Messungen beitragen:

Der große Quarz auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	95°
Die Leiste 1 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	87° — 8° [1])
Die Leiste 2 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	100° + 5°
Die Leiste 3 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	92° — 3°
Die Leiste 1 löscht am rechten Rand bei	84° — 3° [2])
" " " " linken " "	91° + 4°
" " 2 " " rechten " "	—
" " " " linken " "	—
" " 3 " " rechten " "	99° + 7°
" " " " linken " "	86° — 6°

Die Körner 4—9 mit stark abweichender Orientierung zeigen folgende Auslöschungen: 131°, 132°, 139°, 141°, 144°, 148°, was, bezogen auf die mittlere Auslöschung (95°), eine Abweichung der Auslöschung von +36°, 37°, 44°, 46°, 49°, 53° ein Mittel +44, eine Maximalschwankung 17° gibt. Diese Werte sind aber nicht alle auf dieselbe Elastizitätsachse bezogen; diese Auslöschung ist bald für α', bald für γ' gültig, d. i. die Körner löschen wohl fast gleichzeitig aus, sind aber verschieden orientiert.

Zusammenfassung: Die mittlere Auslöschung der einzelnen Leisten weicht von der mittleren Auslöschung des ganzen Individuums

[1]) Differenz bezogen auf die mittlere Auslöschung des Quarzes (95°).

[2]) Differenz bezogen auf die betreffende mittlere Auslöschungsschiefe der Leiste.

um ±3—8 Grad ab. Die Schwingung der pendelnden, respektive der wandernden Auslöschungslinien der verschiedenen Leisten beträgt ±7—13°. Die mittlere Auslöschungsabweichung der Körnchen beträgt +44°. Wie im nachstehenden (3 u. 4) wahrscheinlich gemacht wird, wäre diese Auslöschungsschiefe durch eine Drehung der durch die große Spannung aus der Masse des Hauptindividuums losgewordenen Körner zu erklären.

Auffallend ist ferner die Tatsache, daß bei den großen Quarzkörnern die (±) Richtung der Wanderung der Auslöschung in einem und demselben Schliffe die gleiche bleibt; anders ausgedrückt: die Leisten der verschiedenen Individuen verlaufen sämtlich parallel miteinander, und zwar parallel einer Linie, die senkrecht zu der Schieferungsebene liegt; umgekehrt laufen die wandernden Schatten in der Schieferungsebene selbst. Demgemäß oder daher wurde die ganze Erscheinung durch einen Druck hervorgerufen, welcher auf den Kopf der Leisten gewirkt hat, d. i. parallel denselben. Ausnahmen von dieser Regel bilden nur die kleineren Quarzkörner, deren Druckverhältnisse durch die Plagioklase beeinflußt sein dürften.

Der Glimmer zeigt undulöse Auslöschungen und eine bedeutend größere Verzackung der Ränder.

Während Epidot in normalem Tonalit nur als Zersetzungsprodukt im Kerne der Plagioklase auftritt, erscheint er auf einmal hier in ziemlich großer Menge in frischem Gestein, und zwar gewöhnlich in Form von schmalen, ausgezogenen Partien am Kontakt einer Hornblende (seltener eines Glimmers) mit Plagioklasen.

Der Plagioklas ist besonders in Längsschnitten oft zerbrochen; eine 0·05—0·12 *mm* breite Spalte schneidet ihn in der Mitte entzwei. Die Spalte ist mit Quarz ausgefüllt; derselbe zeigt manchmal selbst starke undulöse oder wandernde Auslöschung. In der Regel bildet diese Quarzleiste einen Keil, so daß die Spalte auf einer Seite klafft, auf der anderen aber nicht; der Winkel, den z. B. die zwei Bruchstücke einer Albitlamelle, bezw. die Seitenkanten des prismatischen Querschnittes umschließen, beträgt gewöhnlich 3—5°.

3. Die wandernde Auslöschung ist wie bei 2.; die Körner mit verschiedener Orientierung, die bei 2. Einsprenglinge in dem großen Quarzindividuum bildeten, haben sich in der Richtung senkrecht zum Druck gestreckt, sie haben ungemein scharfe Konturen, welche aus einer starken schwarzen Kompensationslinie gebildet werden. Sie sind meistens scharf zackig. Die Neigung zur Auflösung des Quarzes ist entweder in parallele Bänder oder in Sand deutlich ausgesprochen.

Der Plagioklas zeigt Sprünge und klaffende Spalten, die mit Quarz, seltener mit einem chloritischen Mineral ausgefüllt sind. Epidot erscheint unter denselben Verhältnissen wie in 2.; Glimmer zeigt starke undulöse Auslöschung, Knickungen und Biegungen und erscheint oft zerdrückt und gequetscht. Lange Zirkonsäulen in Glimmerblättchen, die keine undulöse Auslöschung zeigen, sind in 2—3 Stücke zerbrochen, kurze Apatitsäulen bleiben daneben unversehrt.

4. Der Quarz ist fast vollständig entweder in parallele Bänder mit verzahnten, dicken, scharfen Rändern oder seltener in groben Sandpartien übergeführt. Die großen Quarzinseln sind verschwunden; nur

einzelne kleine Körner sind erhalten und zeigen stärkste undulöse und wandernde Auslöschung. Bei den Plagioklasen ist die Tendenz, sich allmählich in der Schieferungsebene zu legen, ersichtlich. Bei den Drehungsbewegungen wurden ihre scharfen Kanten abgerundet und die abgetragenen Bruchstücke können bei starker Abblendung in den Quarztrümmern wahrgenommen werden. Um solche abgerundete Plagioklase biegen oft die Quarzbänderbündel b r u c h l o s bogenförmig herum oder wellenförmig, wenn zwei Plagioklase eine passende Anlage bilden. Bei diesen Bogen oder Wellen ist die pendelnde Auslöschung in ausgezeichneter Weise entwickelt. Ist das Pendel von vorn nach hinten aufgestellt, so schwingt es nach rechts beim Drehen des Tisches im Sinne des Uhrzeigers, nach links beim Drehen in der entgegengesetzten Richtung; und umgekehrt, wenn die konkave Seite des Bogens nach vorn liegt.

Es liegt auf der Hand, daß die Geschwindigkeit von der Länge des Radius abhängt und daß die Messung des Sektorwinkels genügt, um ein Maß für die Stärke der Krümmung zu geben, wenn die Länge der Sehne $a\,b$ bekannt ist.

Wie stark ein Quarzkorn ohne Bruch gebogen werden kann, zeigt folgende Messung. Ein langes, lappiges Korn von Quarz ist um ein Plagioklaskorn gebogen; weder mit schiefer Beleuchtung noch mit starker Abblendung gelingt es, die geringste Fuge oder einen Spaltriß zu entdecken. Die Geschwindigkeit der pendelnden Auslöschung ist sehr klein, der Winkel α beträgt 28^0, $a\,b$ 0·6 *mm*.

Ist der Radius der Krümmung sehr groß, dann wird die Schattenlinie nicht pendeln, sondern fast parallel fortlaufen. Das ist der gewöhnlichste Fall, welcher durch alle Übergänge mit der Pendelerscheinung verbunden ist.

Die wandernde Auslöschung ist somit eine äußerst empfindliche Reaktion, welche uns die kleinste, sonst aus der Krümmung nicht erkennbare Biegung der Quarzkörner kundgibt. Sie erlaubt uns auch mit Leichtigkeit zu bestimmen, ob die Krümmung bei einer bestimmten Aufstellung des Quarzkornes, mit der konvexen Seite nach vorn oder nach hinten liegt. Man braucht nur den Tisch zu drehen und beobachten, ob die Schattenlinie nach rechts oder nach links wandert.

Es wurde oft folgende Erscheinung beobachtet: In einem Quarzkorne teilt sich beim Drehen die Schattenlinie, welche in die Mitte gestellt wurde, in zwei Linien, die in entgegengesetzter Richtung gegen die Ränder zu weglaufen; oder umgekehrt: zwei Schattenlinien, die an den Rändern stehen, laufen einander entgegen und vereinigen sich in der Mitte. Der Quarz bildet hier nicht einen einfachen Bogen, sondern eine ganze Welle.

Es ist nicht selten auch eine Art zonarer Auslöschung zu beobachten. Ein mehr oder minder rundliches oder quadratisches Korn zeigt einen dunklen Kern und eine helle Randzone; stellt man die Hülle auf dunkel, so wird der Kern hell, ganz ähnlich wie bei Plagioklasen von einfacher Zonarstruktur; die Auslöschungsschiefe, bezogen auf den Kern, beträgt in einem Falle 28^0. Offenbar haben wir es hier mit einem Torsionsphänomen zu tun.



Es wurde ferner beobachtet, daß, wenn die Bänderstruktur stark ausgeprägt ist, eine gleichsinnige Orientierung der einzelnen Bänder eintritt, und zwar liegt immer α' parallel der Schieferungsrichtung, γ' senkrecht dazu. Ausnahmen sind ziemlich selten und bestehen darin, daß in dem Bündel von Quarzbändern, welche die Lagen bilden, einige Körner oder Stengel γ' in der Längsrichtung zeigen. Ähnliche Erscheinungen werden unten bei dem Tonalitgneis und den gepreßten Quarziten mitgeteilt. Auch bei diesen liegt α' in der Schieferungsrichtung.

Der Mikroklin ist scheinbar verschwunden; mit schiefer Beleuchtung entdeckt man aber seine Trümmer zwischen den Quarzkörnern; einige große Bruchstücke bleiben noch in Gruppen beisammen, kleinere findet man weit weg im Quarz.

Nur wenige große, stark undulös auslöschende Glimmer haben ungefähr ihre ursprüngliche Form behalten, die anderen sind ausgezogen, zerdrückt und zerquetscht; indem die so ausgezogenen Glimmer häufig sich seitlich mit ihren Enden berühren, entsteht eine Lagenstruktur; an der Lagenbildung beteiligt sich auch der reichlich vorhandene Epidot.

Tonalitgneis.

Der Tonalitgneis läßt sich im Handstück von einer stark gepreßten basischen Ausscheidung von mittelkörniger Struktur nicht unterscheiden. Erst unter dem Mikroskop ist es möglich, einen charakteristischen Unterschied zu entdecken; derselbe liegt in dem Fehlen der Pygmäengeneration von Plagioklas in den farbigen Gemengteilen und von Biotit und Hornblende unter den farblosen Mineralien.

Plagioklas. Über die Zusammensetzung der Plagioklase geben folgende Messungen Aufschluß.

Schnitte senkrecht zu M und P:

Kern	40·5°, d. i. 75% *An*	40°, d. i. 73% *An*	41·5°, d. i. 75% *An*
Hülle	24°, d. i. 44% „	26°, d. i. 47% „	22°, d. i. 41% „
Äußerste Hülle	+ 7°, d. i. 30% „	18°, d. i. 36% „	

Kerngerüst	40°, d. i. 73% *An*
Füllsubstanz . . .	29°, d. i. 50% „

Kern . . .	27·5°, d. i. 49% *An*	32·5°, d. i. 53% *An*
Hülle . . .	15·5°, d. i. 34% „	15·5°, d. i. 34% „

Der Vergleich mit Quarz zeigte in der Hülle

$\omega < \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$; $\omega < \gamma'$, $\varepsilon = \alpha'$; basischer Andesin.

Eine so hohe Basizität der Plagioklase kommt weder im normalen Tonalit noch im Tonalit mit paralleler Struktur vor.

Die Basizität des Gesteines wird auch von der großen Menge der dunklen Gemengteile, welche stark in den Vordergrund treten, betont. Es kommen hornblendenreichere und -freie Varietäten vor; die letzteren führen nur Glimmer und sind der häufigste Typus.



Die kataklastischen Erscheinungen sind jenen bei den am stärksten gepreßten Tonaliten mit paralleler Struktur ähnlich. Die Lagenbildung ist hier aber wegen des größeren Gehaltes an Glimmer sehr viel deutlicher geworden. Ein normaler Tonalit, mag er auch noch so stark gepreßt sein, ist immerhin schon im Handstück bei der Größe des Kornes und der Spärlichkeit der Hornblende und des Biotits ohne Schwierigkeit als ein Eruptivgestein zu erkennen. Das Gestein der basischen Randzone dagegen ist bei der Feinheit des Kornes, der Dunkelheit der Farbe und der Menge des Biotit, deren Lagen schon im Handstück schön ausgebildet sind, nicht ohne weiteres makroskopisch von einem Glimmergneis zu unterscheiden. Aus diesem Grunde habe ich mich wenigstens für mein Gebiet für berechtigt gehalten, die Bezeichnung Tonalitgneis nur dem Gesteine der basischen Randzone beizulegen.

In dem hornblendefreien Tonalitgneis bildet der Biotit schön ausgebildete Lagen von ausgepreßten und ausgezogenen Fetzen. Dieselben wechsellagern mit Lagen von Quarz, der nur ausnahmsweise die Neigung zur Sandbildung zeigt; die Lage besteht (in Schnitten senkrecht zur Schieferung) nicht aus rundlichen Körnern, sondern aus einem Bündel von langen gebogenen Bändern mit verzahnten Rändern. Es wurde hier auch wiederholt die Beobachtung gemacht, daß die Quarzstengel gewöhnlich gleich orientiert sind, und zwar liegt dann α' immer in der Längsrichtung; nur wo die Lagenbildung minder deutlich ist, das ist wo der Quarz noch mehr oder minder rundliche Körner bildet, sind Ausnahmen zu bemerken. Die Ursache der letzteren liegt in einer geringeren Stärke der Pressung. Das läßt sich ganz deutlich in einer und derselben Lage verfolgen; wo dieselbe stark gepreßt wurde und sehr schmal ist, da bildet der Quarz dünne Bänder, die sich nebeneinanderscharen und ohne Ausnahme α' in der Längsrichtung zeigen; breitet sich die Lage aus und schwillt bauchartig auf, dann ist die Bänderstruktur eine partielle, es liegen noch ovoidale Körner vor und diese sind diejenigen, welche gern Ausnahmen bilden. Bei schiefer Beleuchtung oder starker Abblendung kann man leicht in den Quarzlagen zahlreiche Plagioklasbruchstücke entdecken, die bei der Abrundung der ursprünglich eckigen Feldspatkristalle mitgerissen wurden. Die Verhältnisse der Lichtbrechung zeigen, daß solche Plagioklaskörner fast ausschließlich Bruchstücke der Hülle sind.

Die schön abgerundeten Plagioklase bilden selten breite kurze Lagen, die bald auskeilen; viel lieber häufen sie sich als Vereinigung von mehreren Individuen in knotenförmigen Partien zwischen den Lagen an oder bilden noch häufiger schöne Augen in der Mitte einer Quarz- oder Biotitlage selbst. Größere Individuen zeigen oft klaffende, mit Quarz ausgefüllte Spalten und in seltenen Fällen, wo sich noch eine längliche oder ovoidale Form erhalten hat, ist die Längsrichtung immer parallel mit der Schieferung. Die Plagioklasaugen zeigen sehr gern einen Saum von Sand, der gewöhnlich aus Körnern desselben Minerals besteht.

In den an Hornblende reichen Varietäten bilden sich ebenfalls Lagen, wobei alle größeren Kristalle zerbrochen oder zertrümmert



sind. Zonarstruktur wurde nicht beobachtet; der Pleochroismus ist stark, die Farben kräftig; es ist

α	β
helledergelb	tiefgrasgrün

Epidot ist bald mehr bald weniger reichlich vorhanden und beteiligt sich an der Bildung der Biotit- oder Hornblendelagen.

Apatit kommt in Form von runden, ziemlich großen Körnern in den Biotitlagen vor.

Zirkon ist gewöhnlich zahlreich; Erze sind am Rande des Biotits oft in großer Menge ausgeschieden.

Mikroklin fehlt vollständig, nicht nur in Form von großen Individuen, sondern auch von kleinen Körnern und Bruchstücken in den Quarzlagen; diese wurden bei starker Abblendung, welche die kleinsten Körnchen von Orthoklas leicht erkennen läßt, sorgfältig, aber mit negativem Resultat geprüft.

Orthit wurde als Kern von Epidot beobachtet.

Basische Ausscheidungen im Tonalitgneis.

Auch im Tonalitgneis kommen basische Ausscheidungen vor; sie sind sehr feinkörnig, schwarzgrau und von vielen Plagioklasen, welche einen Durchmesser von 1—2 *mm* haben, weiß punktiert. Wie folgende Messungen zeigen, sind die Plagioklase bald sehr basischer, bald saurer Zusammensetzung. In den großen einsprenglingsartigen Plagioklasen war die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu *M* und *P*:

Kern . . . 40°, d. i. Labrador — Anorthit
Hülle . . . 18·5°, d. i. 37% *An*.

In einem anderen Falle:

Kern . . . 24°, d. i. 44% *An*
Hülle . . . + 12°, d. i. 32% „

Die kleinen, fast immer allotriomorphen Plagioklase der Grundmasse zeigten analoge Verhältnisse. In Schnitten ohne Zonarstruktur

22°, 28°, 30°, 31°, d. i. 42—52% *An*.

In Schnitten mit Zonarstruktur:

Kern . . . 35°, d. i. 55% *An*
Hülle . . . + 15°, d. i. 33% „

Umgekehrte Zonarstruktur wurde zweimal beobachtet, und zwar in Kristallen, welche kein Kerngerüst erkennen ließen:

Kern . . . 23°; 23°, d. i. 43% *An*
Hülle . . . 41°; 29°, d. i. 96% „ ; 50% *An*.

Anorthitkerne scheinen sehr selten zu sein, nur in einem Falle war die Auslöschungsschiefe

41·5°, d. i. Labrador — Anorthit.

Als dunkle Gemengteile sind Biotit und Hornblende in fast gleicher Menge vorhanden. Hornblende zeigt manchmal kristallographische Begrenzung und Zonarstruktur in Basisschnitten; Farbe und Pleochroismus sind schwach; es ist

	α	γ
Kern . . .	lichtgelblich, beinahe farblos,	lichtgrünlichbraun
Zone . . .	„ „	lichtgrünlichblau.

Glimmer kommt in Lappen und Fetzen vor und ist als Einschluß in Hornblende häufig.

Zahlreiche Hornblende- und Biotiteinschlüsse kommen in Plagioklasen vor, und zwar sowohl in den großen Einsprenglingen als in den kleinen der feinkörnigen Grundmasse, zahlreicher aber in den ersten; anderseits kommen winzige rundliche Plagioklase in Hornblende vor.

Quarz ist gar nicht selten; er bildet inselartige große Körner, die so weit gepreßt sind, daß sie Bänderstruktur beinahe erreicht haben. Er kommt als Einschluß in den großen einsprenglingsartigen Plagioklasen vor, in Form von rundlappigen Körnern, die ihrerseits kleine runde und winzige insekteneierähnliche Plagioklaskörnchen enthalten (s. Taf. XII [II], Fig. 5). Während die großen Plagioklase gewöhnlich sehr basisch sind (Labrador — Anorthit), zeigte bei diesen Plagioklaskörnchen in Quarz der Vergleich mit letzterem

$\omega < \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ Basischer Andesin — Labrador.

In Form von runden Körnchen ist Quarz als Einschluß in den kleinen Plagioklasen oft zu sehen. Ein solches im Kern eines Plagioklases hatte

$\omega < \gamma'$, $\varepsilon \leq \alpha'$ Basischer Andesin — Labrador.

Solche Quarzeinschlüsse in Plagioklas haben sich gegen die Pressung ganz anders verhalten als die großen selbständigen Körner. Während die letzteren fast vollkommen in Bändern übergeführt wurden, zeigen die ersten folgendes. Die kleinen und großen runden Quarzkörnchen haben nicht einmal die kleinste Spur einer undulösen Auslöschung; die großen ∞ lappigen zeigen nur an einzelnen Stellen eine sehr leichte undulöse Auslöschung; solche ferner, die am Rande des Plagioklases größere Partien bilden und nur an drei Seiten von dem elastischen Mineral geschützt sind, zeigen eine starke undulöse Auslöschung, welche mit der Entfernung vom Rande zunimmt.

Epidot bildet zahlreiche Körnchen von eckiger, unregelmäßiger Gestalt, welche am Rande der dunklen Gemengteile angehäuft sind. Der Charakter der Hauptzone ist bald +, bald —; die Interferenzfarben sehr lebhaft.

Zirkon ist häufig, Apatit spärlich, Erze sehr selten, ebenso Titanit.

Aplite des Tonalits.

Es soll zuerst ein in Tonalit vorkommender Aplitgang von Val Stavel beschrieben werden und dann ein zweiter, der die Hornfelse



der inneren Kontaktzone am Passo del Tonale durchbricht. Sie zeigen nämlich eine große Verschiedenheit in bezug auf die Basizität.

In dem ersten treten Plagioklas und Quarz in gleicher Menge auf. Der Vergleich mit Quarz gestattete die gleichzeitige Prüfung des Kernes und der Hülle und gab:

Kern . . . $\omega = \gamma'$ $\varepsilon > \alpha'$ Saurer Oligoklas
Hülle . . . $\omega > \gamma'$ $\varepsilon > \alpha'$ Albit.

Der optische Charakter ist immer +. Der Plagioklas kommt zum größten Teil in eckigen, oft quadratischen, xenomorphen Individuen vor; hypidiomorphe Gestalt ist weniger häufig und dann mit Zonarstruktur verbunden. Dieser Aplit zeigt schon im Handstück eine parallele Anordnung der dunklen Gemengteile. Tatsächlich ist selbst Plagioklas oft durch die Mitte der prismatischen Individuen zerbrochen und die Spalte ist mit Quarz gefüllt.

Quarz ist stark verzahnt, in schmale, verzahnte Leisten oder Bänder aufgelöst bis zum Anfang der Mörtelstruktur. Die konzentrische Auslöschung, welche bei Tonalitgneis beschrieben wird, kommt auch hier sehr ausgesprochen vor; stellt man die Auslöschung des Kernes als 0^0 ein, so war in der mittleren Partie 13^0, in der Randpartie 23^0.

Biotit erscheint spärlich in kleinen Fetzen und Lappen von eigentümlicher dunkelroter Farbe mit einem Stich ins Braune, etwa wie gebrannte Siena; größere Blättchen sind gebogen und zeigen eine Zerreißung in Form einer welligzackigen Linie. Als Einschluß ist Zirkon mit pleochroitischen Höfen zu nennen. Apatit kommt in kleinen runden Querschnitten spärlich vor. Epidot erscheint als Zersetzungsprodukt der Plagioklase.

Der Aplit im Hornfels vom Passo del Tonale ist bedeutend saurer als der vorherbeschriebene. Plagioklas und Mikroklin sind in recht kleinen Mengen vorhanden; im Dünnschliff erscheinen fünf bis sechs unregelmäßige, eckige, xenomorphe Individuen jedes Minerals; Mikroklin erscheint reichlicher vorhanden zu sein als Plagioklas. Der Plagioklas zeigt selten eine Zwillingslamellierung; in einem Schnitte senkrecht zu M und P ohne Zonarstruktur wurde gemessen eine

Auslöschungsschiefe von + 7^0, d. i. $30^0/_0$ *An*.

Mit dem Quarzvergleiche fand man

$\omega > \gamma'$ $\varepsilon > \alpha'$, d. i. Albit
$\omega = \gamma$ $\varepsilon > \alpha$, d. i. saurer Oligoklas.

Der Mikroklin zeigt undulöse Auslöschung, aber keine Gitterlamellierung; der optische Charakter wurde geprüft und — gefunden. Der Quarz, der eigentlich die Hauptmasse des Gesteines bildet, erscheint in mittelgroßen Körnern mit ziemlich stark undulöser Auslöschung neben vollkommen gleichzeitiger Auslöschung. Biotit bildet zahlreiche kleine Fetzen und Lappen mit der eigentümlichen Farbe der gebrannten Siena. Diese Farbe scheint wohl auf Zersetzungserscheinungen zurückzuführen, denn andere Schnitte von frischerem Aussehen zeigen eine dunklere Farbe, etwa kastanienrotbraun. Es läßt sich ferner beobachten, daß nur diese letzten den üblichen starken

Pleochroismus zeigen; in den roten Lappen tritt diese Erscheinung entweder gar nicht oder sehr schwach auf; der Pleochroismus ist helledergelb für α und dunkelbraun für β und γ.

Rutil kommt in großen Mengen vor und ist besonders in den dunkelroten Biotiten und um dieselben herum angehäuft; er fehlt aber auch in den frischen nie; in den Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit liegen die Rutilnadeln parallel den Lamellen, in den anderen Schnitten sind sie unregelmäßig gruppiert. Aus dem Gesagten würde man den Eindruck gewinnen, daß die Rutile aus der Zersetzung der Biotite hervorgegangen wären; haarfeine, farblose Nadeln kommen aber auch mitten im Quarz vor und wurden als solche erkannt durch die Zwillings- und Drillingsbildung mit dem charakteristischen Winkel von 60°. Drillinge kommen dadurch zustande, daß an eine lange Nadel eine kürzere unter dem obengenannten Winkel sich ansetzt. Im Glimmer oder neben demselben kommen auch größere gefärbte Individuen vor, und zwar gewöhnlich nadelförmige, seltener kurzförmige oder als achtseitige Querschnitte; letztere zeigen Lamellen, die den Kristall unvollkommen durchsetzen. Die Nadeln kreuzen sich manchmal unter einem Winkel von 53·5° bis 54°. Sagenitische Verwachsungen kommen nicht vor.

Pegmatite im Tonalit.

Der einzige Pegmatit, der, wie oben erwähnt, im Val Leores gefunden wurde, ist ein Turmalinpegmatit. Turmalin kommt als 2—3 *cm* lange Säulen von 4—9 *mm* Stärke oder als kleine Säulen und unregelmäßige Körner. Im Dünnschliff erscheinen neun- und dreizehnseitige Querschnitte mit zonarem Bau in konzentrischen Schalen. Die Farbe ist in den einzelnen Zonen verschieden; sie ist gewöhnlich grau mit einem Stich ins Blaue, der Kern und die äußeren Zonen sind mehr oder minder olivenbraun, die schmale Rinde ist ganz braun. Optische Anomalien wurden im Querschnitt nicht beobachtet. Als Einschlüsse kommen Zirkon und Quarz vor, der erste in Begleitung von pleochroitischen Höfen, der zweite als winzige Körner. Kleine Turmaline wurden als Einschlüsse im Mikroklin beobachtet.

Als Hauptgemengteile des Pegmatits sind Mikroklin und Quarz zu nennen, Plagioklas tritt sehr stark zurück. Mikroklin ist in sehr großen und kleinen Individuen mit schöner Gitterlamellierung oder stark undulöser Auslöschung vorhanden. Quarz, der in kleinerer Menge als Mikroklin vorhanden ist, zeigt die Merkmale einer sehr starken Pressung; nur einzelne von den ursprünglich großen, unregelmäßigen, eckigen Körnern sind erhalten, sonst sind sie in stark verzahnte Partien, leistenförmige Aggregate mit verzahnten Rändern und annähernd gleicher Orientierung oder gar in nicht allzu feinem Sand aufgelöst; das ganze Gestein hat somit eine mylonitische Struktur; die großen Mikrokline kommen als Einsprenglinge in der feineren Grundmasse vor und sind meist mehr oder minder abgerundet, die kleinen Individuen sind ganz abgerundet und zum Teil selbst in Sand aufgelöst und bilden als solcher ein inniges Gemenge mit den Quarz-



sandkörnern; das läßt sich bei starker Abblendung sehr gut überblicken und kann man wahrnehmen, wie die Mikroklinkörner noch gewissermaßen zusammenhängende Schwärme bilden und ferner als ein Saum um die noch erhaltenen Individuen erscheinen.

Plagioklas tritt sehr stark gegen Mikroklin und Quarz zurück; er dürfte in gleicher Menge wie Turmalin vorhanden sein. Seine Zusammensetzung schwankt zwischen Andesin und Albit, er ist zum Teil zonar gebaut. Eine Messung im Schliffe senkrecht zu *M* und *P* gab eine

Auslöschung von — 9·5°, d. i. 1% *An* = Albit.

Der Vergleich mit Quarz zeigte für

Kern . . . . $\omega < \alpha'$ $\varepsilon < \gamma'$, d. i. wahrscheinlich Andesin
Rand . . . . $\omega > \alpha'$ $\varepsilon > \gamma'$ Albit — saurer Oligoklas.

Die Messungen für Kern und Hülle wurden in verschiedenen Individuen gemacht.

Muskovit tritt als nicht große Häutchen auf, vielleicht nur als sekundäre Bildung. Erze sind äußerst selten; in einem Schliffe konnte nur ein kleines Korn entdeckt werden.

Glimmergneise.

Granatglimmergneis von S. Antonio.

Die Struktur nähert sich derjenigen eines körnigen Gneises, da die Glimmer in keinen kontinuierlichen Lagen, vielmehr gruppenweise oder als einzelne Fetzen auftreten; es fehlt aber eine deutliche Andeutung einer Lagenstruktur nicht.

Muskovit ist viel reichlicher als Biotit und bildet mit Plagioklas den Hauptbestandteil des Gesteines; er tritt in Form von breiten Lappen auf, die sich gern als längliche Aggregate oder Gruppen vereinigen. Biotit erscheint als braune Fetzen, welche in der Regel isoliert auftreten und besonders am Rande reichlich Erzpartikel führen.

Plagioklas zeigt oft polysynthetische Zwillingslamellierung. Der Vergleich mit Quarz gibt:

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ saurer Oligoklas.

Quarz tritt gegen Plagioklas stark zurück und häuft sich gern in großen inselförmigen Massen an, welche durch Kataklase eine verzahnte Struktur erhalten haben; einzelne isolierte Körner zeigen nur starke undulöse Auslöschung.

Granat kommt in großen rundlichen Körnern von 1—2 *mm* Durchmesser vor; er zeigt gern kristallographische Begrenzung mit sechs- bis achtseitigen Umrissen des Dodekaëders; er ist farblos, vollkommen durchsichtig, fast frei von Einschlüssen, ohne optische Anomalien, Siebstruktur ist selten, aber sehr deutlich; als Einschlüsse kommen hauptsächlich Erze vor.

Apatit und Turmalin sind reichlich als akzessorische Gemengteile vorhanden; Apatit meistens in Muskovit oder Biotit in Form von mehr oder minder großen Körnern oder zerbrochenen Säulen, Turmalin als kurze Säulenbruchstücke.

Rutil wurde als Einschluß in Apatit als fuchsrotes längliches Korn beobachtet.

Erze sind in großer Menge überall verbreitet; in Quarz, in Muskovit, Plagioklas, Biotit, Granat als große Körner oder am Rande der Biotitfetzen als feine Partikelchen.

Einem ähnlichen Typus gehört das westlich von Ossana, respektive südlich von Fucine anstehende Gestein an. Es besteht wesentlich aus fast gleichen Mengen von Biotit und Muskovit mit wenig Quarz und Feldspat. Der letztere ist ein saurer Oligoklas; es ist $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$; $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; polysynthetische Zwillingslamellierung ist selten. Die Hauptgemengteile Biotit und Muskovit bilden ein Netzwerk von großen Blättern, aus welchem Inseln oder kurze Lagen von Quarz und Plagioklas einsprenglingsartig hervortreten. Kleine, schmale, leistenförmige Blättchen von Muskovit kommen auch im Quarz vor. Der Biotit zeigt die eigentümliche braune Farbe wie in Kontaktgesteinen. Der Quarz hat undulöse Auslöschung, ist leicht verzahnt und zum Teil zertrümmert. Der Granat ist weniger reichlich als in dem Gesteine von S. Antonio; er bildet große Körner mit Siebstruktur und kaum angedeuteter kristallographischer Begrenzung; einzelne Spaltungsklüfte sind mit Biotitadern ausgefüllt. Als akzessorische Gemengteile sind Zirkon und Rutil (Charakter der Hauptzone —) zu nennen.

Gneisglimmerschiefer von Val Leores.

Die körnige Struktur ist hier fast typisch ausgeprägt; es kommen, obwohl als Seltenheit, kleine Biotitlagen vor. Biotit und Quarz bilden die wesentlichen Gemengteile, Plagioklas tritt stark zurück, so daß man im Zweifel bleibt, ob man das Gestein als Gneis eigentlich bezeichnen kann.

Biotit bildet Fetzen und Lappen mit Zirkoneinschlüssen; ungemein häufig tritt er in Form von kleinen Fetzen, Leisten oder gar Säulchen als Einschluß in Quarz auf.

Muskovit tritt gegenüber Biotit stark zurück, bildet große breite Blätter.

Plagioklas zeigt selten eine polysynthetische Zwillingslamellierung und zeigt im Vergleiche mit Quarz:

$$\omega > \alpha', \ \varepsilon > \gamma'; \ \omega = \gamma', \ \varepsilon > \alpha', \text{ saurer Oligoklas.}$$

In einem anderen Schnitte $\perp$ zu M und P war die Auslöschungsschiefe:

$$+ 9^0, \text{ d. i. } 30\% \ An.$$

Sillimanit (Fibrolit) ist häufig in Form von feinen Nadeln und Büscheln; wo die Nadeln sich zusammenscharen, entsteht ein dickes Aggregat, bei welchem die charakteristische Querabsonderung



zutage tritt. Der Charakter der Hauptzone und der optische Charakter wurden als + bestimmt.

Quarz bildet große rundliche Körner, meistens ovoidal, mit der Längsrichtung parallel der Schieferungsrichtung. Er ist erfüllt von reihenförmig angeordneten, sehr feinen Einschlüssen. Bei mittlerer Vergrößerung erscheinen sie als feine, staubige Linien; die Linien verlaufen nicht parallel, sondern divergieren häufig, seltener kreuzen sie sich; ihre Lage ist konstant senkrecht zur Schieferungsebene und sie divergieren auch konstant in derselben Richtung, manchmal setzt sich eine Reihe kontinuierlich durch zwei benachbarte Körner ohne Unterbrechungen oder Ablenkungen fest. Bei starker Vergrößerung löst sich der feine Staub in honiggelbe bis fuchsrote Körnchen von verschiedener Größe auf, von denen einzelne eine längliche Form haben; die Lichtbrechung ist sehr stark und würde ganz gut mit jener des Rutils übereinstimmen.

Erze sind in Biotit angehäuft; Zirkon zeigt in Biotit pleochroitische Höfe, kommt aber auch in Muskovit und seltener in Quarz vor. Apatit ist reichlich in Form von großen länglichen Körnern, vorzugsweise in Biotit vorhanden.

Zweiglimmergneis von phyllitischem Habitus (Phyllitgneis).

Feldspate sind reichlich vorhanden, treten aber gegen Quarz stark zurück; es sind meistens einfache Kristalle, seltener ist polysynthetische Zwillingslamellierung zu beobachten; unter dem Mikroskop erscheinen sie als große Augen, welche die Lagenstruktur der anderen Gemengteile nicht vollständig zur Geltung kommen lassen. Der Vergleich mit Quarz zeigte:

$$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ oder } \omega = \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ Albit-Oligoklas.}$$

Der optische Charakter war in dem letzten Falle +. Auffallend ist die Häufigkeit des Vorkommens von kleinen, meist rundlichen Quarzkörnern in den Feldspatkristallen.

Das Gestein besteht sonst aus schlecht angedeuteten Sericitlagen, größeren Biotitblättchen und Quarz. Einzelne Dünnschliffe zeigen wenig Sericit neben Biotitschuppen und Blättchen, welche, indem sie sich seitlich berühren, schwach ausgesprochene Lagen bilden. Große autigene Muskovitblätter bilden eine Charakteristik des Gesteines; dieselben erreichen oft eine Länge von 1·5 *cm* bei einer Breite von 1 *cm* und führen als Einschluß kleine Zirkonsäulen und feine Apatitnadeln; sonst kommt Apatit in Form von unregelmäßigen Körnern vor.

Der Quarz ist stark undulös, grob verzahnt bis zum Auftreten von Mörtelstruktur. Halbdurchsichtiges, rotbraunes Titaneisen ist in Form von staubförmigen Partikelchen im ganzen Gestein verteilt, und zwar in Quarz sowie in Glimmer; in dem ersten bildet es auch dunkle Schlieren; die schwarze Farbe einzelner Gesteinslagen, welche das Aussehen von kohligen Schiefern besitzen, sind ausschließlich auf die ungemein große Menge von Titaneisenstaub zurückzuführen.

Glimmerquarzite von Pelizzano.

Der Hauptbestandteil ist Quarz; akzessorische Gemengteile sind Plagioklas, Muskovit und Biotit in ungefähr gleicher Menge. Der Quarz bildet große Körner, welche im Durchschnitt die Form von länglichen, verzahnten Lappen zeigen; er zeigt stark undulöse bis pendelnde Auslöschung. Der in Form von abgerundeten Körnern ausgebildete Plagioklas zeigt im Vergleich mit Quarz:

$$\omega > \gamma', \ \varepsilon > \alpha'; \ \omega \ \alpha', \ \varepsilon > \gamma', \text{ d. i. Albit.}$$

Polysynthetische Lamellierung ist sehr selten. Biotit und Muskovit bilden im Querschnitt schöne leistenförmige Blättchen, die isoliert auftreten und keine Lagen bilden; sie liegen parallel der Schieferung. Apatit bildet ziemlich große runde Körner und ist auch in Quarz und Feldspat als Einschluß zu sehen. Zirkon bildet Körner oder kleine Säulen. Farbloser Granat ist bald weniger, bald reichlicher vorhanden. Die großen und mittleren Körner sind in ein Trümmerwerk zersprengt und mit Quarzkörnern gemischt; der ursprüngliche Umriß des Kristalls ist jedoch in einzelnen seltenen Fällen ungefähr erhalten. Kleine Granatkörner sind nur von Sprüngen und Rissen durchsetzt, hängen aber noch zusammen. Große Erzpartien kommen unregelmäßig überall vor; kleine Erzpartikelchen sind in großer Menge am Rande des Biotits angehäuft.

Amphibolite.

Sämtliche Amphibolite aus den verschiedenen Lokalitäten sind deutlich schiefrig; im Val Palù sind sie grobkörnig, weiß und grün gefleckt, bei Castel Ossana mittelkörnig, dunkelgrün, weiß punktiert; im Val Ussaja kommen nebeneinander graugrüne dichte Varietäten und grobkörnige weiß und grün gefleckte, gleich denjenigen vom Val Palù vor. Ein wesentlicher Unterschied zwischen diesen Varietäten ist aber u. d. M. in bezug auf Struktur und Mineralbestand nicht wahrzunehmen. Die Hornblende tritt in Form von kurzen Stengeln auf, welche, indem sie nicht ganz parallel verlaufen, ein Geflecht bilden, in deren Maschen die Plagioklase eingeschlossen sind. Sie zeigt keine Zonarstruktur; der Pleochroismus ist ziemlich kräftig; es ist:

α = hellledergelb
β = olivengrün
γ = grünlich mit einem Stich ins Blaue.

Der Plagioklas ist oft zonar gebaut und ist dann wie in den kristallinischen Schiefern ausgebildet. Es wurden folgende Messungen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* gemacht:

Kern . . .	8·5°,	d. i. 29%	*An*
Hülle . . .	29·5°,	d. i. 50%	„
Kern . . .	17·5°,	d. i. 36%	„
Hülle . . .	27°,	d. i. 48%	„



In Schnitten ohne Zonarstruktur war die Auslöschung:

2·5°, d. i. 23% *An*; 18°, 19°, 22°, d. i. 35—42% *An*.

Die Zusammensetzung der Plagioklase schwankt also zwischen saurem Oligoklas und Labrador. Einschlüsse von Plagioklas in Hornblende kommen vor.

Nebengemengteile sind Biotit, Titanit, Apatit, Zirkon, Erze; als Übergemengteile ist Quarz vorhanden. Biotit kommt sehr spärlich in Form von rotbrauner bis hellbraunroter Farbe und starkem Pleochroismus vor; eine nähere Bestimmung des Minerals ist nicht gelungen; Rubellan ist es aber nicht. Titanit ist in Form von ei- bis spindelförmigen Körnern weit verbreitet; deutliche Briefkuvertform ist nicht zu sehen; Spaltbarkeit nach dem Prisma ist manchmal vorhanden; die Spaltrisse gehen nicht parallel der Figurachse. Der Pleochroismus ist schwach, das Achsenbild zeigt ein sich nur wenig öffnendes Kreuz mit vielen Ringen. Erscheinungen, welche auf Pseudomorphosen deuten würden, wurden nicht beobachtet. Dagegen spricht das Vorhandensein einer deutlichen Spaltbarkeit in manchen Schnitten für die primäre Natur des Minerals (Rosenbusch). Apatit ist reichlich verbreitet, und zwar meistens als große runde Körner in Hornblende. Erze sind ebenfalls in großer Menge vorhanden leistenförmig, entweder als Einschlüsse in Hornblende oder zwischen zwei aneinanderstoßenden Kristallen dieses Minerals. Quarz tritt oft in Form von kleinen runden Körnern in Hornblende oder Plagioklas auf; auch wo er selbständig erscheint, liegen die etwas größeren runden Körner in Einbuchtungen am Rande einer Hornblende und eines Plagioklases und erscheinen somit als gemeinsamer Einschluß beider Individuen. Zirkon ist häufig; von Rutil sah ich einen einzigen großen braunroten Kristall.

Zu bemerken ist, daß in der grobkörnigen Varietät vom Val Ussaja Titanit und Quarz vollständig fehlen, während sie in der anderen geologisch eng verbundenen dichten Varietät reichlich vorhanden sind.

Serpentin vom Val Ussaja.

Er besteht aus zwei Serpentinarten: Chrysotil und Antigorit; der erstere bildet schmale Lagen, welche schwächer lichtbrechend und höher doppelbrechend sind als die Antigoritmasse. Das als Chrysotil bestimmte Mineral hat γ' parallel der feinen Faserung; der Antigorit besitzt eine kreuzblättrige Struktur und zeigt parallel der Faserung α'. Klinochlor bildet einzelne leistenförmige Blättchen oder größere Aggregate von solchen parallelliegenden Blättern; einzelne derselben sind dicht voll von Erzen; das Mineral ist farblos, hebt sich durch die höhere Lichtbrechung von der Serpentinmasse deutlich ab; die Doppelbrechung ist niedrig, die Auslöschung eine gerade; γ' liegt quer zur Längsrichtung; im Dünnschliff ist kein Pleochroismus wahrnehmbar. Eine Interposition von Muttermineralien ist nicht zu beobachten. Titanit kommt in Form von unregelmäßigen Körnern vor, hat aber die eiförmige Gestalt, welche er in dem Amphibolit besaß, verloren. Bronzit ist keiner vorhanden.

Quarzlagenphyllite.

Der den Quarzphylliten eigene Silberglanz ist in der Regel von der schwarzen Farbe verdeckt, es fehlen aber auch nicht einzelne, obwohl seltene Lagen, wo er völlig zutage tritt. Lagen von Quarz wechseln mit solchen von Sericit; streng genommen sollte man von quarzreicheren und sericitreicheren Lagen sprechen, denn es fehlt wohl nie Sericit zwischen den Quarzkörnern und umgekehrt Quarz in den Sericitlagen. Unabhängig von den letzteren wechseln ferner schwarze und helle Lagen, die dadurch entstehen, daß der sonst im ganzen Gestein verbreitete Kohlenstaub sich bald in den Sericit-, bald in den Quarzlagen konzentriert. Der Kohlenstaub ist überall verteilt, selbst mitten drinnen in den Quarzkörnern, im Plagioklas und in den Muskovitschuppen, obwohl in äußerst geringer Menge; in großen Quantitäten erscheint er jedoch zwischen den einzelnen Mineralindividuen, und zwar in solcher Menge, daß er unter Umständen die Sericitschuppen zu verdrängen scheint.

Plagioklas ist in Form von kleinen und winzigen runden Körnern als Augen in den Sericitlagen, und zwar in wechselnder Menge bald sehr selten, bald reichlich vorhanden; nie ist er aber so verbreitet, daß man berechtigt wäre, von Feldspatphylliten zu sprechen. Zwillingsbildung ist ziemlich selten zu beobachten, in manchen Handstücken tritt aber sogar polysynthetische Zwillingslamellierung zutage. Der Umstand, daß die Plagioklaskörner fast ausschließlich im Sericit umhüllt erscheinen, erschwert den Vergleich mit Quarz sehr. Es ist $\omega > \alpha'$ $\varepsilon > \gamma'$ also entweder Albit oder saurer Oligoklas.

Der optische Charakter wurde mehrmals bestimmt und immer + gefunden. Zonar gebaute Kristalle sind selten. In einem Schnitte senkrecht zu *M* und *P* war die

Auslöschungsschiefe — 14°, d. i. Albit.

Quarz, der den Hauptbestandteil des Gesteines bildet, zeigt meist die Form von rundlichen oder länglichen Körnern und ist stark undulös bis verzahnt; stets überwiegt er über Sericit. In manchen Schnitten erscheint der Quarz so stark gepreßt, daß keine Körner mehr zu sehen sind; die Quarzlage besteht aus verzahnten Schnürchen, die unter gekreuzten Nikols sich kaum aufhellen (Bänderbildung); die Ursache dieser Erscheinung liegt eben in dem Auftreten von zahlreichen nebeneinanderlaufenden verzahnten Kompensationsstreifen. In anderen Fällen sind die großen Quarzkörner erhalten, aber mit einem Saum von Quarzsand versehen; daneben sind ganze Partien von Quarzsand vorhanden; bei den großen Quarzkörnern wurde in einem solchen Falle sehr deutlich die Streifung gesehen.

Als Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon allgemein verbreitet. Die Apatit- und Zirkonsäulchen sind oft in drei oder vier Stücke zerbrochen; größere Apatitkörner und Säulen sind oft in einen Schwarm von kleineren Körnern ausgepreßt. Turmalin erscheint in Form von kurzen Säulenbruchstücken und fehlt selten, in manchen Dünnschliffen ist er vielmehr reichlich vorhanden; wo Säulenlängsschnitte auftreten, liegen sie parallel der Schieferungsebene; zerbrochene Säulen, besonders im Bereich einer Fältelung, sind häufig.

Quarzite.

Sie sind grau oder weiß gefärbt, in letzterem Falle oft mit einem Stich ins Gelbliche oder Grünlichgelbliche, bei immer dichtem Korn und oft glänzendem Bruch. Besonders auf der Schieferungsfläche sind die Muskovitblättchen als silberglänzende Punkte zu sehen. Feldspate als kleine runde Augen fehlen selten ganz und sind fast immer Albite. Mikroklin gehört zu den Seltenheiten, wurde aber sicher nachgewiesen; er war

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma'; \quad \omega > \gamma', \quad \varepsilon > \alpha'$$

und zwar bedeutend größer, so daß die schwache Lichtbrechung bei starker Abblendung oder schiefer Beleuchtung deutlich hervortrat; dabei war der optische Charakter —.

Der Plagioklas war optisch + und zeigte

$$\omega > \alpha', \quad \varepsilon > \gamma'; \quad \omega > \gamma', \quad \varepsilon > \alpha', \text{ d. i. Albit.}$$

Ein Schnitt senkrecht zu M und P gab folgende Auslöschungsschiefe:

$$\left.\begin{matrix} 1^0—11^0 \\ 2^0—13^0 \end{matrix}\right\} \text{ Mittel — } 12^0, \text{ d. i. Albit.}$$

Der Albit zeigt nicht selten kleine runde Quarzkörner als Einschluß.

Der Quarz bildet stengelförmige Individuen, die gewöhnlich dreimal so lang als breit sind. Die stengelige Form des Quarzes wurde dadurch festgestellt, daß aus jedem Handstücke zwei Querdünnschliffe hergestellt wurden, die senkrecht zueinander geschnitten waren. Es zeigten sich fast immer in einem Dünnschliff längliche oder linsenförmige Quarzschnitte und in dem anderen, senkrecht dazu, rundliche Quarzkörner. In einem Falle waren beide Schnitte ovoidal; offenbar war der Stengel unter einem Winkel von zirka 45⁰ zu der Längsachse derselbe von dem Schnitte getroffen. Auffallenderweise sind die Quarzkörner gleich orientiert; in der 45⁰-Stellung erscheint das Gestein bei der Gipseinschaltung entweder ganz blau oder ganz gelb; nur wenige Körner bilden eine Ausnahme. Es zeigte sich aber, daß eine kleine Drehung des Tisches genügt, um die gleichsinnige Farbe bei der Mehrzahl derselben hervorzurufen; sie sind also ebenfalls annähernd mit den anderen gleich orientiert. Ich konnte ferner feststellen, daß die Achse der größten Elastizität α parallel der Schieferung und parallel der Längsachse des Stengels liegt; diejenigen Schliffe, die quer zu den Stengeln getroffen waren, zeigten in der Schieferungsebene γ. Diese Verhältnisse wurden übereinstimmend in allen Schliffen der zirka 15 *km* langen Quarzitlage gefunden. Bei der stengeligen Ausbildung des Quarzes hätte man erwarten können, daß die Erklärung der gleichsinnigen Orientierung in dem von G. Spezia[1])

[1]) Giorgio Spezia, Contribuzioni di geologia chimica. Esperienze sul quarzo e sull'opale. Atti della r. Accademia delle scienze di Torino. Vol. XXXIII, disp. 15ª, 1897/98, pag. 876 ff.

experimentell festgestellten Wachstumsgesetze des Quarzes zu suchen wäre. In seinen Experimenten war das Wachstum des Quarzes — wie man aus seiner Photographie entnehmen kann — in der Richtung der Symmetrieachse zirka drei- bis fünfmal größer als in der dazu senkrechten Richtung. Es ist klar, daß unter solchen Umständen ein rundliches Quarzkorn, das weiterwächst, bald die Gestalt eines ovoidalen Körpers und schließlich jene eines Stengels erreichen muß. Man wird aber dann in Schnitten, die nur beinahe parallel der längeren Achse liegen, die gleichzeitig Symmetrieachse ist, in der Längsrichtung die größte Elastizitätsachse α finden müssen. Die Stengel unserer Quarzite zeigen aber den entgegengesetzten Fall und können deswegen nicht auf dieses Prinzip zurückgeführt werden.

Anderseits würde das Rieckesche Prinzip eine linsenförmige, nicht eine stengelige Form des Quarzkornes erfordern.

Der Muskovit tritt gewöhnlich in einzelnen leistenförmigen Schüppchen hervor, in seltenen Fällen vereinigen sich die letzteren putzenförmig oder zu Lagen; in einem anderen Falle ist die Form der alleinstehenden Schuppen nicht leisten-, sondern spindelförmig und dabei nehmen auch die Feldspate eine ausgezogene Gestalt an. Der Muskovit liegt immer zwischen den einzelnen Quarzkörnern, und zwar parallel der Schieferungsebene. Aber auch in den Quarzkörnern erscheint er oft in Form von winzigen schmalen Leisten, die ebenfalls parallel der Schieferung orientiert sind.

Apatit und Zirkon bilden Körner oder Säulen; im zweiten Falle sind diese oft zerbrochen; es bleibt dabei entweder noch eine zusammenhängende Säule oder es sind die einzelnen Bruchstücke als quadratische Körner voneinander getrennt und ein wenig nach rechts oder nach links verschoben unter Beibehaltung der ursprünglichen Orientierung.

Die spärlich verbreiteten Erze begleiten in der Regel den Muskovit.

Turmalin in Säulenbruchstücken gehört zu den Seltenheiten.

Im Val Piana, wo der Quarzitzug an den Tonalit stößt, ist der Quarzit in der Nähe des Kontakts kohlenstoffhaltig. Der Kohlenstoff gehört, wie oben bei der Besprechung der Kontakterscheinungen gesagt wurde, zum Teil zum Graphit, zum größten Teil aber ist er amorph. U. d. M. ist eine kristallographische Begrenzung der Körner nicht häufig und fast immer undeutlich (s. Taf. XII [II], Fig. 6).

Augengneise.

Sie bilden, soweit sie noch auf der Karte sichtbar sind, einen über 15 *km* langen Zug, der eigentlich nicht ganz aus einem Gneis mit Feldspataugen besteht. Die makroskopische Beschaffenheit des Gesteines variiert nämlich an verschiedenen Orten stark und sogar in einem und demselben Profil. Unter dem Mikroskop aber läßt sich ohne Zweifel ersehen, daß man es mit einem einzigen Eruptivgestein zu tun hat, das bei verschiedener Stärke der Pressung mannigfaltige Ausbildungen zeigt. Wie das mit den geologischen Verhältnissen leicht



in Übereinstimmung gebracht werden kann, davon war schon in dem geologischen Teile die Rede. Schöne typische Augenstruktur zeigen die Gneise im Val Stavel; die Augen sind von 1—3 *cm* langen Mikroklinzwillingen gebildet, die noch die ursprüngliche Kristallform behalten haben und sehr oft von einem Quarzschweif begleitet sind; seltener kommen kleinere Individuen vor, die schon eiförmige bis dicklinsenförmige Konturen zeigen; die Grundmasse des Gesteines ist feinflaserig. Bei dem verbreitetsten Typus ist das kataklastische Phänomen viel deutlicher; kein einziger Kristall ist unversehrt geblieben, sie sind alle zerdrückt; die Augen sind aber dabei noch mehr oder minder deutlich zu erkennen; die Textur wird dann eine lentikular flaserige und schließlich vollständig lamellar; in dem letzten Stadium sind die glimmerreichen Varietäten im Handstück von einem Sericitschiefer nicht zu unterscheiden und die lichtere ist einem Sericitquarzit täuschend ähnlich.

Unter dem Mikroskop lassen sich deutlich fünf verschiedene Stadien der Kataklase oder kataklastischen Wirkung unterscheiden.

1. Die großen Mikrokline und Plagioklase treten einsprenglingsartig aus der zertrümmerten Masse hervor; ganz unversehrt sind sie aber nicht, denn sie zeigen oft Risse und mit Quarzsand angefüllte Spalten und manchmal sogar einen Saum von Sand; einzelne sind in ein Trümmerwerk aufgelöst und mit Sand zementiert. Muskovit tritt in Lagen von welligem Verlaufe auf, die sich bald verbreitern, bald abschnüren; an der Ausbreitungsstelle bildet das Mineral leistenförmige oder lappige Individuen, an der Verjüngungsstelle feine sericitähnliche Aggregate. Quarz ist bis auf einzelne größere Körner mit sehr starker undulöser Auslöschung vollständig zertrümmert, er bildet Lagen von groben, runden Sandkörnern.

2. Die großen Mikrokline sind vollständig zersprengt, sind aber als inselförmige Partien noch beisammen; Mikroklinsand mit wenig Quarz füllt die Lücken aus. Ein Teil des Feldspatsandes ist schon mit Quarz innig gemischt; bei schiefer Beleuchtung oder starker Abblendung unterscheidet man deutlich dünne Lagen von Mikroklinsand, die mit breiten Quarzsandlagen wechsellagern. Das Korn des Quarzsandes ist fein. Muskovit bildet nunmehr aus feinsten Schüppchen bestehende dünne Lagen (Taf. XII [II], Fig. 1 und 2).

3. Die Inselgruppen sind vollständig aufgelöst und die einzelnen abgerundeten Mikroklinkörner, aus denen sie zusammengesetzt waren, sind in die Lagen eingetreten und bilden nun isolierte Augen. In gewöhnlichem Lichte erscheint das Gestein wie ein muskovitreicher Quarzit mit reichlichen Feldspataugen; die schiefe Beleuchtung mit dem Spiegel läßt aber in den farblosen Sandlagen das Gemenge von Quarz und Feldspat leicht erkennen. Der größere Teil der Quarz- und Mikroklinkörner der Sandlagen ist gleich orientiert, es pflegt α' in der Schieferungsrichtung zu liegen. Muskovit tritt in den Lagen auch leistenförmig auf (Taf. XII [II], Fig. 3).

4. ist eigentlich nur eine Modifikation des dritten Typus. Die Körner des Quarzfeldspatsandes sind ebenso fein, nur sind die Mikroklinaugen etwas größer und Muskovit ist auch in breiten Leisten und Lappen zu sehen.

5. Die schiefrige Textur ist vollkommen. Dünne Sericitlagen wechsellagern mit breiteren farblosen Lagen von feinstem Sand; das Korn desselben ist so fein, daß die Masse unter gekreuzten Nikols beim Drehen nur wenig aufgehellt wird. Schiefe Beleuchtung oder starke Abblendung läßt doch immer die äußerst dünnen Mikroklinlagen in den Quarzlagen unterscheiden. Lagenweise ist ausgesprochen gleiche Orientierung ersichtlich, meistens liegt α' in der Schieferungsrichtung; Ausnahmen bilden jedoch kurze, eingekeilte Lagen von größerem Korn, welche ebenfalls gleiche Orientierung haben, aber mitunter γ' in der Längsrichtung zeigen. Regellos orientiert sind die kleinen und winzigen Bruchstücke von Mikroklin, welche hie und da noch vorhanden sind (Taf. XII [II], Fig. 4).

Am besten läßt sich natürlich der Mineralbestand des Gesteines in der am wenigsten gepreßten Varietät studieren; es verschwinden nämlich Hand in Hand mit der fortschreitenden Zertrümmerung einige Mineralien aus dem makroskopischen Mineralbestande, da sie in feinsten Staub aufgelöst werden.

Plagioklas tritt gegen Mikroklin sehr stark zurück; er kommt in allotriomorphen Körnern mit zahlreichen Myrmekitbildungen vor. Eine Zonarstruktur läßt sich nicht beobachten; polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetze ist selten. Es war im Vergleiche mit Quarz

bald $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Albit,
bald $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ saurer Oligoklas.

Der optische Charakter wurde immer + gefunden.

Mikroklin zeigt meistens eine schöne Gitterstruktur; die Auslöschung in Schnitten ohne Gitterung und einheitliche Auslöschung nach der besseren Spaltbarkeit (010), wurde 15·5° gemessen.

Quarz und Muskovit treten, wie oben beschrieben wurde, in mannigfaltiger Ausbildung auf.

Von den akzessorischen Gemengteilen ist Apatit reichlich vorhanden und besonders häufig im Muskovit in Form von größeren und kleineren Körnern oder kurzen Nadeln. Es ist interessant, eine größere Säule von Apatit in den verschiedenen Pressungsstadien zu verfolgen. Sie wird zuerst in zwei oder drei Stücke zerbrochen; dieselben gehen in einem zweiten Stadium auseinander und lösen sich dann in einen Schwarm von winzigen Körnern auf, die doch noch annähernd die Form einer Säule haben; sie verschwinden dann vollständig und es ist unmöglich, sie in dem feinsten Grus von Quarz und Mikroklin wiederzufinden.

Zirkon ist häufig, Rutil sehr selten.

Granit von Fucine.

Das Gestein ist feinkörnig; noch im Handstücke ist eine parallele Struktur ziemlich deutlich wahrzunehmen. Er besteht aus vorherrschendem Plagioklas und aus fast gleichen Mengen von Biotit, Quarz und Mikroklin.

Der **Plagioklas** ist bald optisch positiv und bald negativ; in Übereinstimmung mit dieser Beobachtung gibt der Vergleich mit Quarz

$\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$ Albit
$\omega \geqq \alpha', \varepsilon \geqq \gamma'; \omega \overline{\overline{<}} \alpha', \varepsilon > \alpha'$ Oligoklas-Andesin.

Schnitte senkrecht zu *M* und *P* zeigten eine Auslöschungsschiefe von

1\. 11° }
1'. 15° } 13°, d. i. 32% *An.* }
1\. 18° } } Oligoklas-Andesin.
1'. 18° } 18°, d. i. 36% *An.* }

Eine Zonarstruktur ist sehr selten vorhanden und dann nur schwach angedeutet. Die Individuen sind meistens groß.

Mikroklin zeigt fast immer eine schöne Gitterlamellierung; wo dieselbe fehlt, wurde der — optische Charakter festgestellt. Kleine Mikrokline mit Gitterlamellierung sind als parallele Verwachsungen in Plagioklas neben Quarz eingeschlossen.

Biotit erscheint in Form von unregelmäßigen kleinen Fetzen oder Lappen und zeigt nicht allzuselten Knickungen und Biegungen. Die Wirkung der Kataklase ist, wie immer, am deutlichsten am **Quarz** ausgesprochen; die Quarzkörner sind stark undulös, verzahnt und zum kleinen Teil sogar in einen groben Quarzsand umgewandelt worden.

Apatit und **Zirkon** sind reichlich vorhanden, der erstere in Form von dicken Säulen.

Pegmatite der Gneisglimmerschiefer von Fucine.

Diese Pegmatite, welche die Gneisglimmerschiefer in der Schichtrichtung injizieren, bestehen aus Mikroklin und Quarz mit wenig Plagioklas. Der Mikroklin mit Gitterstruktur bildet große Individuen, welche zerbrochen und an den Kanten abgerundet in einen Quarzsand eingebettet sind; die Bruchstücke der Feldspate beteiligen sich an der Bildung des Quarzes. Die Spalten des zerbrochenen Mikroklins sind mit Quarzsandadern injiziert, in welchen Körner von Mikroklintrümmern verteilt sind. Der Plagioklas kommt sehr spärlich in Form kleiner Körner vor und zeigt oft Myrmekitbildungen. Der Vergleich mit Quarz gab $\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$; in einem anderen Falle war $\omega = \gamma', \varepsilon > \alpha'$, d. i. Albit-Oligoklas. Quarz ist, wie oben erwähnt wurde, vollständig in Sand übergeführt, in dem Feldspattrümmer verteilt sind; nur einzelne große Quarzkörnerkomplexe sind feldspatfrei. Muskovit kommt in großen und kleinen Blättern und Schuppen vor.

Pegmatit der Glimmerquarzite von Pelizzano.

Das mittelkörnige Gestein besteht hauptsächlich aus Plagioklas neben wenig Orthoklas, Quarz und Muskovit. Der **Plagioklas** bildet große und kleine Körner mit polysynthetischer Zwillingslamellierung,



die Zonarstruktur ist schwach ausgebildet. Im Vergleiche mit Quarz ist

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$ in der Hülle; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ in der Kernpartie.

In einem Schnitte, der nur ungefähr nach M und P getroffen war, zeigte die Hülle eine fast gerade Auslöschung und der Kern einen Winkel von $+12^0$. Es ist somit Albit in der Hülle und saurer Oligoklas in dem Kerne vorhanden. Der Orthoklas zeigt keine Gitterlamellierung, aber starke undulöse Auslöschung; dieselbe läßt sich aber nicht ohne weiteres als unvollkommene Gitterstruktur deuten, weil das Gestein ziemlich stark gepreßt ist. Der Quarz füllt so wie der Mikroklin die Zwischenräume der großen Plagioklase aus; er ist zum Teil in groben Sand aufgelöst oder stark verzahnt; nur einzelne größere Körner sind stark undulös. Primärer Muskovit ist in Form von großen quadratischen Blättern oder länglichen Lappen zwischen den anderen farblosen Gemengteilen verteilt; er wurde aber auch als schmale lange Leisten in Plagioklas eingeschlossen beobachtet. Biotit ist noch weniger reichlich als Muskovit vorhanden; die Schuppen sind stark chloritisiert und von Erzpartikelchen erfüllt. Apatit ist sehr selten, Zirkon wurde nicht beobachtet.

Kontaktgesteine.

Hornfelse.

Nicht schiefrige Hornfelse wurden nur am Tonalepaß gesammelt, wenigstens ist im Handstück absolut keine Spur einer Schieferung zu entdecken. Anders ist es unter dem Mikroskop; wie weiter unten genauer beschrieben werden soll, sind die Mineralbestandteile mehr oder minder deutlich in Lagen angeordnet; diese haben aber mit einer Schieferstruktur nichts zu tun, denn die einzelnen Individuen liegen regellos nebeneinander und haben durchaus keine Neigung, sich parallel zu legen. Es sind also eigentlich keine echten Lagen, sondern lagenförmige Anhäufungen der Mineralien, welche nur im Dünnschliff mit bloßem Auge oder mit sehr schwacher Vergrößerung wahrgenommen werden können; jede einzelne Lage, die übrigens immer sehr stark verschwommene Konturen besitzt, besteht, für sich betrachtet, aus vollkommen umkristallisierten Mineralgemengteilen mit der echten Hornfelsstruktur. Solche Verhältnisse lassen sich leicht erklären, wenn man bedenkt, daß diese Hornfelse aus Quarzlagenphylliten hervorgegangen sind. In diesem von ungleichartigen Lagen bestehenden Gestein ist die Kontaktmineralienbildung ungleichmäßig verlaufen; wo die Lagen sehr fein waren, tritt diese Verschiedenheit nicht zutage und der Hornfels zeigt keine Lagen; wo aber die Quarzlagen sehr dick waren, da haben sie sich noch in dem metamorphen Gesteine erhalten und bilden an Kontaktmineralien arme Lagen. Die großen Quarzlinsen haben der Kontaktmetamorphose einen noch größeren Widerstand geleistet und sind noch hie und da auch makroskopisch deutlich erkennbar. Ich halte es für wünschenswert, für solche Gesteine eine besondere Bezeichnung zu verwenden (Lagenhornfelse und Quarzlagenhornfelse?), damit sie nicht etwa als ein



Übergang zu schiefrigen Hornfelsen aufgefaßt werden; denn von diesen unterscheiden sie sich scharf dadurch, daß ihre rohe Lagenstruktur nicht ein Rest der ursprünglichen Schieferung ist, sondern von der Beschaffenheit des Ausgangsmaterials bedingt wurde.

Kombination: Quarz, Feldspat, Biotit, Andalusit. — Passo del Tonale.

Es wechseln lagenartige Partien mit vorherrschendem Quarz und Feldspat mit wenig Biotit und solche, die hauptsächlich aus Biotit und Andalusit mit wenig Quarz und Feldspat bestehen. Seltener sind auch reine Quarzlagen zu sehen.

Biotit kommt in zahllosen kleinen Schuppen und Fetzen von der charakteristischen gelbbraunen Farbe vor; er zeigt die Tendenz, gruppenweise aufzutreten und rohlagenartige Anhäufungen zu bilden; dabei bilden die einzelnen Schuppen richtungslose Aggregate mit keiner scharf angedeuteten Begrenzung; der Übergang in die biotitärmeren Lagen ist ein allmählicher. Große Erzausscheidungen kommen gewöhnlich in dem Zentrum der Biotitanhäufungen vor.

Andalusit bildet schön ausgebildete Individuen, die bis 2·5 *mm* lang und 0·5—1 *mm* breit sind; seltener treten kleinere Individuen in Form von unregelmäßigen Körnern auf. Die Spaltbarkeit nach der Längsrichtung ist deutlich; der Charakter der Hauptzone sowie der optische Charakter wurde als — bestimmt. Die Siebstruktur kommt oft sehr schön ausgeprägt vor; die Löcher sind teilweise von Quarz, aber oft auch von einem Feldspat erfüllt, deren optischer Charakter als — befunden wurde; neben diesen Mineralien treten als Einschlüsse noch Biotit als kleine Säulchen und Fetzen und Erze reichlich auf. Die Andalusitlängsschnitte liegen fast genau parallel der Richtung der rohen Lagen.

Die Feldspate gehören größtenteils zum Orthoklas; Plagioklas tritt diesem gegenüber sehr stark zurück.

Orthoklas erscheint als kleine, unregelmäßig begrenzte, eckige Körner, die besonders reichlich in den biotitarmen Quarzlagen angehäuft sind. Es sind $\omega\ \varepsilon$ bedeutend größer als $\alpha'\ \gamma'$; der optische Charakter wurde als — bestimmt. Einzelne Körner zeigen Mikroperthitspindel und in den allerdings seltenen Fällen, wo sie mit Plagioklas zusammenstoßen, geben sie Anlaß zu Myrmekitbildungen. Dieselben sind aber nie so schön und reichlich wie in Eruptivgesteinen zu sehen; die Quarzzapfen sind spärlich und verhältnismäßig dick.

Bei dem Plagioklas wurde im Vergleiche mit Quarz gefunden

$$\omega > \gamma',\ \varepsilon > \alpha';\ \omega > \alpha',\ \varepsilon > \gamma'$$

was bei dem + optischen Charakter nur dem Albit entsprechen kann. Orthoklas und Albit sind übrigens schon bei schiefer Beleuchtung sehr deutlich voneinander zu unterscheiden.

Quarz ist neben Biotit das reichlichst verbreitete Mineral; die undulöse Auslöschung ist in manchen Schliffen kaum zu erkennen, in anderen deutlicher, immerhin aber sehr schwach.

Sillimanit kommt selten und spärlich vor; er bildet kleine, wenig divergent strahlige Büschel von verhältnismäßig dicken Nädelchen oder auch seltener isolierte, kurze Nadeln. Charakter der Hauptzone +, optischer Charakter +.

Turmalin gehört zu den großen Seltenheiten und bildet kleine, winzige Säulchen, die leicht mit solchen ebenfalls vorhandenen von Biotit zu verwechseln sind.

Ilmenit ist ebenfalls sehr selten; er bildet schöne leistenförmige Aggregate, ist halb durchsichtig und zeigt bei starker Vergrößerung und Anwendung der Kondensorlinse die charakteristische nelkenbraune Farbe mit einem Stich ins Violette, des Titaneisenglimmers.

Zirkon kommt in kurzen Säulen vor.

Kombination: Cordierit, Biotit mit Andalusit, Quarz, Sillimanit, Korund, Spinell. — Passo del Tonale.

Diese Kombination, die dem Hornfelsquarzaviolit Salomons entspricht, zeichnet sich durch das Fehlen irgendeiner Spur von roher Lagenstruktur der Mineralgemengteile im Dünnschliff aus. Dieselbe kommt aber makroskopisch dadurch zur Geltung, daß das Handstück aus einer silbergrauen und einer braunen Partie, die voneinander ziemlich scharf abgegrenzt sind, besteht. Die erste entspricht der obigen Kombination, die zweite einer solchen von Quarz und Biotit mit wenig Plagioklas (Quarzglimmerhornfels). Selbstverständlich zeigt jede Partie für sich auch makroskopisch keine Spur von Schieferung.

Cordierit bildet unregelmäßige Individuen, die aus isoparallelen Teilen zusammengesetzt sind, deren Zusammengehörigkeit erst durch Prüfung mit dem Gipsblatt erkannt werden kann. Dieses Mineral bildet gewissermaßen die Grundmasse des Gesteines, in welcher die anderen Mineralien einsprenglingsartig wie Andalusit oder gruppenweise wie Biotit und Sillimanit oder endlich als unzählige Einschlüsse wie Korund, Spinell und kleine Biotitfetzen verteilt sind. Bei dem Cordierit wurde die Zweiachsigkeit und der optische — Charakter bestimmt; der Achsenwinkel beträgt schätzungsweise 60°. Weder pleochroitische Höfe noch Felderteilung treten auf.

Biotit ist in Form kleiner Fetzen, Schuppen, runder Körner oder kleiner kurzer Säulchen in dem ganzen Gesteine verteilt; manchmal bildet er auch richtungslose Aggregate und Schuppen oder häuft sich an dem Andalusit und liefert demselben einen schönen Rahmen, der aus dicht aufeinander geschichteten leistenförmigen Blättern besteht.

Von Andalusit kommen im Dünnschliff 5—6 größere Kristalle neben kleineren Individuen ohne kristallographische Begrenzung vor. Die Spaltbarkeit ist vollkommen, Charakter der Hauptzone und optischer Charakter +.

Sillimanit bildet prachtvolle Haufwerke und divergentstrahlige Büschel von feinen und dickeren Nadeln; manchmal sind dieselben scharenförmig geordnet. Charakter der Hauptzone und optischer Charakter — (s. Taf. XIII [III], Fig. 5).



Korund erscheint als tausende von weißen, farblosen, hoch lichtbrechenden Körnchen überall zerstreut; wo die Körnchen recht klein sind, wurden von denselben zirka 300 in einem Quadratmillimeter gezählt. Die Körnchen sind meistens eckig, bilden aber häufig kleine Säulchen; recht selten sind sechsseitige Querschnitte. Der Charakter der Hauptzone ist +. Trotzdem er weder einen schaligen Bau noch Zwillingsbildungen besitzt, zeigt er die optischen Anomalien, auf welche zuerst De Cloizeaux aufmerksam gemacht hat und die von Lasaulx eingehend studiert wurden [1]. Das Mineral erscheint nämlich bald einachsig, bald zweiachsig. Bei den zweiachsigen Kristallen scheint der Achsenwinkel sehr groß zu sein. Der optische Charakter wurde bei den einachsigen Individuen als + bestimmt.

Das Vorkommen von Korund in Kontaktgesteinen gehört zu den großen Seltenheiten. Er wurde zuerst von John [2] in Kontaktgneisen der Diorite von Klausen gefunden; Salomon [3] beschreibt ihn aus dem spinellreichen Einschlusse in Tonalit von Mte. Aviolo.

Der Korund ist im ganzen Gesteine verbreitet, tritt aber weder in Biotit noch in Andalusit als Einschluß auf.

Spinell erscheint als winzige rundliche Körnchen von verschiedener Größe und der flaschengrünen Farbe des Pleonast und des Hercynits; er ist nicht in dem ganzen Präparat gleichmäßig verteilt, sondern tritt gruppenweise auf. Er wurde auch in Andalusit als Einschluß gefunden.

Quarz ist sehr spärlich vorhanden, bildet eckige Körner und zeigt sehr deutliche undulöse Auslöschung.

Erze sind gern in der Mitte der Biotitgruppen in größeren Partien eingelagert.

Kombination: Quarz — Glimmer mit wenig Plagioklas. — Passo del Tonale.

(Quarzglimmerhornfels.)

Dieser Quarzglimmerhornfels kommt in demselben Dünnschliffe des vorigen Hornfelses vor und bildet in dem letzteren entweder eine Lage oder eine linsenförmige Einschaltung; das betreffende Handstück besteht zu drei Viertel aus Aviolit, während eine leistenförmige Randpartie aus Quarzglimmerhornfels besteht.

Quarz tritt gegenüber Biotit deutlich hervor; er zeigt deutliche undulöse Auslöschung und bildet eckige Körner, die sich nicht selten zu inselförmigen Partien gruppieren.

Biotit kommt vereinzelt in Fetzen und Schuppen, auch als rundliche oder längliche Anhäufungen vor.

[1] Lasaulx, Über das optische Verhalten und die Mikrostruktur des Korunds. Zeitschrift für Kristall., Bd. 10, 1885, pag. 346—365.

[2] Teller und John, Geolog. und petrogr. Beiträge zur Kenntnis d. diorit. Gesteine von Klausen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882.

[3] Salomon, Geologische und petrographische Studien am Mte. Aviolo. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1890, pag. 526.

Plagioklas ist nur spärlich vertreten; er zeigt keinen Zonarbau und keine Zwillingslamellierung. Mit Quarz verglichen war:

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Oligoklas.

Ein Schnitt, der senkrecht zu *M* und *P* getroffen war, gab eine Auslöschung von:

$+ 4^0$, d. i. $26^0/_0$ *An*; Oligoklas.

Der optische Charakter wurde + gefunden.

Kombination: Biotit, Quarz, Cordierit, Feldspat mit Sillimanit. — Val Stavel.

Im Handstück ist das Gestein von einem feinkörnigen Glimmergneis nicht viel verschieden; die Kristalle der Mineralbestandteile, insbesondere die Glimmerblättchen, die Quarzkörner und die Feldspate sind mit bloßem Auge deutlich zu sehen; die Schieferung ist aber sehr undeutlich und im Querbruch kaum wahrzunehmen.

Biotit, Quarz und Cordierit sind in gleicher Menge vorhanden, die Feldspate treten gegenüber Quarz etwas zurück, sind aber reichlich vertreten.

Cordierit ist fast vollständig in grünliche und farblose Aggregate umgewandelt. Die Pseudomorphosen bilden große Körner von mehr oder minder quadratischem Umriß und bestehen aus einem Aggregat von feinen Muskovitschüppchen mit hohen Polarisationsfarben und blättrigem Chlorit mit niederen Polarisationsfarben von grünlicher Farbe und schwachem Pleochroismus. Die Aggregatpolarisation ist schlecht. Biotit kommt einsprenglingsartig als einzelne Blättchen oder seltener als Gruppen von solchen vor. Einzelne Kristalle zeigen die ursprünglichen pleochroitischen Höfe in Form von braunen fleckigen parallelen Linien. Bei den meisten Individuen ist das Endprodukt der Umwandlung vorwiegend Muskovit ohne schalige Absonderung; sie gehören also zum Pinit[1]); nur einzelne Individuen bestehen aus vorwiegendem Chlorit (ebenfalls ohne Schalenabsonderung) und wären als Prasiolith zu bezeichnen (Taf. XIII [III], Fig. 1 u. 2). Als Einschluß kommt in der Pseudomorphose Quarz nicht selten vor, und zwar in Form von rundlappigen oder rundquadratischen Körnern (einachsig, +). Dieselben zeigen keine Spur von einer undulösen Auslöschung, während die großen selbständigen Quarzkörner dieselbe in hohem Grade besitzen. Diese Erscheinung darf aber nicht als ein strikter Beweis für die sekundäre Natur dieser Quarzkörnchen aufgefaßt werden, da solche, in elastischen Mineralien eingebettet, der Wirkung der Pressung gegenüber unempfindlich zu sein pflegen. So wurde aus den basischen Konkretionen des Tonalitgneises (s. Taf. XII [II], Fig. 5) ein ähnlicher Fall von Quarzeinschlüssen in Plagioklas beschrieben.

Biotit tritt als breite, ziemlich große Schuppen und Blätter auf; er zeigt die Tendenz, rohe Lagen zu bilden und die einzelnen

[1]) A. Gareiß, Über Pseudomorphosen nach Cordierit. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XX, 1900, pag. 1—39.



Blätter liegen gern parallel zu denselben. Einige Schuppen sind stark gebleicht oder gar in farblosen Glimmer umgewandelt; seltener zeigen sie undulöse Auslöschung oder gar Knickungen.

Der Quarz bildet große unregelmäßige Körner, die gern zu großen inselförmigen Aggregaten vereinigt sind. Er ist stark undulös und in einzelnen Fällen zeigt er den Anfang des Verzahnungsstadiums. Die Feldspate gehören teilweise zum Mikroklin, teilweise zum Plagioklas.

Mikroklin kommt in Form unregelmäßiger Körner von meist undulöser Auslöschung und manchmal auch undeutlicher Gitterlamellierung vor. Wo er mit Plagioklas in Berührung kommt, bilden sich reichlich Myrmekitbildungen, und zwar so schöne, wie sie nicht einmal in Tonalit beobachtet wurden. Die Quarzzapfen sind oft bis 0·15 *mm* lang und sehr fein. Der Plagioklas zeigt sehr oft den schönsten Zonarbau ähnlich derjenigen der Tonalitplagioklase. Die Zonarstruktur folgt nicht der Regel der kristallinen Schiefer, sondern jener der Eruptivgesteine; die Kristalle zeigen einen basischen Kern und eine saurere Hülle. Es seien hier als Beweis dafür folgende Messungen in einem Schnitt senkrecht zu *M* und *P* angeführt:

	1	1'			
Kern	—	+21°,	d. i.	40%	*An*
Kerngerüst	+ 9°	+ 9°,	d. i.	31%	„
Füllsubstanz	+ 7°	+ 7°,	d. i.	30%	„
Hülle	— 2°	— 2°,	d. i.	16%	„
Äußerste Hülle . . .	—10°	—10·5°,	d. i.	0%	„

In einem zweiten Falle:

	1	1'			
Kern	+20°	+22°,	d. i.	40%	*An*
Äußerste Hülle . .	—	+11°,	d. i.	31%	„

In einem dritten kleinen Individuum ohne Zonarbau war die Auslöschung

$$\left.\begin{matrix} 1 & -10^{0}, \\ 1' & -\ 9{\cdot}5^{0}, \end{matrix}\right\} \text{d. i. } 0\% \; An \text{ Albit.}$$

Der Vergleich mit Quarz gab

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega \geq \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Albit — saurer Oligoklas.

Im Gegensatz zu dem Charakter der Zonarstruktur ist das Auftreten und die Form der Kristalle von der Schieferung bedingt. So zeigt das oben gemessene Individuum den schönsten Zonarbau bei einer schmalen, länglichen, in einer Spitze endenden Form (s. Taf. XIII [III], Fig. 3).

Sillimanit bildet keinen unwesentlichen Bestandteil des Gesteines. Er erscheint gewöhnlich als lange, ahlenförmige, ein- oder zweimal leicht gebogene Säulen, die oft eine Länge von 1 *mm* erreichen bei einer Breite von 0·06 *mm*. Es kommen aber auch dickere

Säulen vor und quadratische Querschnitte. Charakter der Hauptzone $+$, $c = \gamma$, $b = \alpha$; optischer Charakter $+$; Lichtbrechung stark, Interferenzfarben in dickeren Säulen bis gelb erster Ordnung. Vollkommene Spaltbarkeit nach 100; bei den Säulen ist Querabsonderung zu beobachten. Die langen ahlenförmigen Säulen zeigen oft an dem Querbruche eine klaffende Spalte, die von einem bedeutend schwächer lichtbrechenden, aber etwas stärker doppelbrechenden grünlichen (chloritischen) Mineral ausgefüllt ist (Taf. XIII [III], Fig. 4).

Von den akzessorischen Mineralien kommt Apatit in kleinen Nadeln vor. Zirkon bildet im Glimmer Säulchen, die oft parallel der Spaltungsrichtung liegen und nicht selten pleochroitische Höfe zeigen; Rutil bildet schöne büschelige Aggregate von Zwillingen und Drillingen im Biotit, ist aber selten.

Kombination: Plagioklas, Biotit, Quarz, Zoisit. — Passo del Tonale.

Diese Kombination wurde in einem Tonaliteinschluß studiert. Das einschließende Gestein ist ein Tonalit von normaler Zusammensetzung, gepreßt mit deutlicher paralleler Struktur. Der Einschluß selbst ist im Handstück schiefrig und zeigt u. d. M. die Spuren der Kataklase.

Der Biotit bildet kleine Fetzen und Schuppen, welche gern zu einem Netz oder Maschenwerk sich gruppieren; sie zeigen keine Andeutung zur Bildung von Lagen; einzelne davon sind leicht gebogen und zeigen eine leichte undulöse Auslöschung. Die Maschen des Biotitnetzes werden von Lagenbildung; einzelne derselben sind leicht gebogen und zeigen eine leichte undulöse Auslöschung. Die Maschen des Biotitnetzes werden von einzelnen Körnern von Plagioklas und Quarz oder von Aggregaten derselben, und zwar je nach der Größe des Raumes ausgefüllt. Der Plagioklas bildet kleine Körner, ist Zonar struiert, und zwar nach dem Gesetze der Eruptivgesteine; im Gegensatz zu dem einschließenden Tonalit ist aber der Zonarbau selten und schwach ausgebildet. Schnitte senkrecht zu M und P gaben folgende Auslöschungsschiefe:

27^0, 28^0, $31{\cdot}5^0$, 32^0, d. i. 48—$52^0/_0$ *An* Labrador.

In einem Zonar struierten Schnitt war die Auslöschung

in der Hülle . . . $+12^0$, d. i. $32^0/_0$ *An*
in den Kern . . . $+27^0$, d. i. $48^0/_0$ *An* Labrador.

Zoisit tritt meistens in Form großer säulenförmiger Individuen einsprenglingsartig auf. Unter gekreuzten Nikols erscheinen die großen Individuen maschenartig gebaut; die Maschen zeigen übernormale Farben (lavendelblau bis schwefelgelb), während jene der eingeschlossenen Kerne unternormal (gelb bis grau) sind. Die Maschen bestehen aus α Zoisit, die Kerne aus β Zoisit (Termier), und zwar ist bei α Zoisit die Dispersion $\rho < \upsilon$; $\alpha' \parallel$ der 100 Fläche, die Lage der optischen Achsen $\parallel$ zu α, bei β Zoisit ist $\rho > \upsilon$, $\gamma' \parallel$ der 100 Fläche und die Lage der optischen Achsen $\parallel$ zu α.



Quarz tritt gegenüber Plagioklas ein wenig zurück; er zeigt stark undulöse bis wandernde Auslöschung; der Quarz, welcher in Zoisit eingeschlossen ist, löscht ebenfalls undulös aus und ist sogar leicht verzahnt.

Akzessorische Gemengteile sind Apatit und Zirkon, welch letzterer schwache pleochroitische Höfe im Biotit bildet.

Schiefrige Hornfelse.

Kombination: Quarz, Biotit, Plagioklas, Sillimanit. — Val Ussaja.

Lagen von Biotit sind mit Sillimanit verwachsen und wechseln mit solchen, die aus Quarz und wenig Plagioklas bestehen.

Der Plagioklas tritt gegenüber Quarz stark zurück; er bildet mittelgroße Körner mit polysynthetischen Zwillingsbildungen; Zonarstruktur ist selten und schwach ausgebildet. Der Vergleich mit Quarz gab:

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$ und $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Albit — saurer Oligoklas.

In einem Schnitte $\perp$ zu *M* und *P* war die Auslöschungsschiefe $+ 1{\cdot}5^0$; von einem ebenfalls nach *M* und *P* getroffenen Schnitte mit schwachem Zonarbau liegt folgende Messung vor:

Hülle . . .. + 1, d. i. saurer Oligoklas
Kern . . . — 7, d. i. Albit.

Als Einschluß werden oft kleine runde Quarzkörner beobachtet. Quarz tritt in Gestalt ziemlich abgerundeter, mittelgroßer Körner auf; die letzteren sind voll von Einschlußreihen, welche konstant senkrecht zur Schieferung orientiert sind und häufig schwach strahlenförmig divergieren; in dem letzteren Falle breiten sich die Reihen in allen Körnern immer nach derselben Richtung im ganzen Präparat aus. Bei starker Vergrößerung läßt sich der feine Staub dieser Reihen in eine Anzahl von stark lichtbrechenden, honiggelben Körnern auf, deren Komplex nicht als Schnüre, sondern als Lamellen in dem Quarz eingeschaltet ist. Es handelt sich wahrscheinlich um Rutilkörner. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung bis grobe, verzahnte Struktur. Der Biotit zeigt die charakteristische rotbraune Farbe und bildet lange und kurze, große und kleine Lappen von verschwommener, unregelmäßiger Gestalt. Sillimanit bildet filzige, mit Biotit parallel verwachsene Aggregate, aus denen sich oft dicke Säulen mit der charakteristischen Querabsonderung abheben (Taf. XIII [III], Fig. 6). Haufwerke von feinen Sillimanitnadeln sind im ganzen Präparat verteilt und kommen auch in Quarz neben einzelnen dickeren Nadeln vor, welche noch die Querabsonderung zeigen. Der Charakter der Hauptzone und der optische Charakter sind beide +. Der Sillimanit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Gesteines.

Akzessorische Gemengteile sind Turmalin, der in Form von sechsseitigen Säulenbruchstücken vorkommt, Apatit, welcher ziemlich große längliche Körner bildet; Zirkon zeigt als Einschluß in Biotit pleochroitische Höfe; Titaneisen kommt selten in Form von ver-

ästelten feinen Aggregaten vor; Muskovitblätter, die oft quer zur Schieferung liegen, dürften sekundärer Natur sein.

Kombination: Quarz, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, Zoisit. — Val Barco.

Die Lagenstruktur ist sehr schwach ausgesprochen. Das Gestein besteht aus fast gleichen Mengen von Biotit, Plagioklas und Quarz; Mikroklin ist reichlicher vorhanden als die anderen obgenannten Gemengteilen. Außerdem zeigt das Gestein hie und da weiße Lagen, die ausschließlich aus Mikroklin und wenig Quarz bestehen (Feldspatfilonnets der Franzosen).

Der Plagioklas ist recht basisch; von Schnitten senkrecht zu *M* und *P* liegen folgende Messungen vor:

Kern	42·5°,	d. i.	100% *An*
Hülle	27°,	d. i.	48% „
Äußerste Hülle . . .	+ 8°,	d. i.	30% „

Andere Schnitte, die nur ungefähr nach *M* und *P* getroffen waren, gaben Werte, welche, wenn sie auch für die scharfe Bestimmung unbrauchbar sind, dennoch die Regel bestätigen, daß die vorliegenden Plagioklase einen basischen Kern und eine saure Hülle besitzen, also wie jene der Eruptivgesteine zonar gebaut sind. Polysynthetische Zwillingslamellierung ist oft zu sehen. Der Vergleich mit Quarz ergab stark undulöse Auslöschung:

$$\omega < \alpha', \ \varepsilon < \gamma' \text{ und in einem zweiten Falle } \omega > \gamma' \ \varepsilon > \alpha'.$$

Die äußerste Hülle dürfte also dem Albit angehören.

Der Mikroklin bildet meist große eckige Körner; die Gitterstruktur ist gewöhnlich sehr schön ausgebildet; wo diese fehlt, tritt stark undulöse Auslöschung ein. Myrmekitbildungen sind in der Nachbarschaft von Plagioklasen sehr häufig, sind aber an Schönheit und Feinheit der Zapfenbildung nicht jenen des Tonalits gleichzustellen; in der Regel sind die großen Quarzstengel in der ganzen Masse des Plagioklaskornes verteilt und nicht, wie im Tonalit gewöhnlich der Fall ist, auf den Rand des Kristalls beschränkt. Antiperthitspindel sind häufig. Der Quarz ist fein verzahnt bis zum Anfang von Sandbildung.

Der Biotit bildet schöne Leisten oder öfter kleine unregelmäßige Fetzen, welche sich nur selten zur Bildung von Lagen vereinigen; man ist im Zweifel, ob ein schiefriger oder nichtschiefriger Hornfels vorliegt; die Farbe ist die charakteristische rotbraune. Als Einschluß in Quarz oder Feldspat bildet Biotit ahlenförmige Leisten oder stark abgerundete sechseckige Scheibchen. Zoisit tritt gegenüber anderen Gemengteilen sehr stark zurück und bildet große einsprenglingsartige Kristalle mit ausgesprochener Siebstruktur.

Turmalin ist ziemlich selten, Apatit in Form von großen rundlichen Körnern oder Säulen häufig; andere Nebengemengteile sind Zirkon.



Kombination: Biotit, Quarz, Sillimanit, Andalusit mit Plagioklas und Turmalin. — Val Piana.

Es wechsellagern Quarzlagen mit wenig Plagioklas und Glimmer als Einschluß mit Biotitlagen mit großen Andalusitkristallen und dünne Lagen von filzigem Sillimanit.

Saurer Plagioklas tritt sehr stark zurück, so daß er nicht zu den wesentlichen Bestandteilen des Gesteines zu zählen ist. Der Biotit bildet Leisten und unregelmäßige Schuppen, welche in schön ausgesprochenen Lagen angeordnet sind; diese alternieren mit solchen von filzigem Sillimanit, welcher keinen wesentlichen Bestandteil des Gesteines bildet. (Charakter der Hauptzone und optischer Charakter—.) Der Quarz bildet breite Lagen für sich, die bald sehr rein sind, bald zahlreiche Biotiteinschlüsse führen; große Körner sind stark, kleine nur leicht undulös. Andalusit tritt in Form von großen Kristallen auf, welche meistens Augen bilden; sie sind entweder einschlußfrei und kompakt oder zeigen eine Siebstruktur mit zahlreichen Einschlüssen; die Spaltbarkeit ist vollkommen nach der Längsrichtung, der optische Charakter und jener der Hauptzone sind beide +; die Lichtbrechung ziemlich groß, die Doppelbrechung klein. Als Einschlüsse beobachtet man hauptsächlich Quarz, Biotit und Erze neben einem feinen Staub von kohliger Substanz.

Zu den nicht unwesentlichen Bestandteilen gehören noch Titaneisen und Turmalin. Dieser bildet in Form rundlicher Säulenquerschnitte, seltener als kurze Säulen eine eigene Lage in dem untersuchten Dünnschliffe; sonst ist das Mineral sehr selten zu finden; interessant ist eine kurze Säule, welche zonar struiert ist und deren Kern von feinem kohligen (?) Staub getrübt ist, während die Hülle vollständig rein erscheint. Titaneisen begleitet in unzähligen winzigen Nadeln die Biotitlagen. Zirkon ist in Biotit von pleochroistischen Höfen begleitet.

Kombination: Quarz, Biotit. — Val Barco.

Der Quarz tritt gegenüber Biotit stark hervor. Der Biotit bildet schmale Lagen, welche aus kleinen Schuppen und Fetzen bestehen; die Quarzlagen sind breiter als die ersteren und enthalten winzige Biotitfetzen und rundliche Scheiben, welche manchmal die sechsseitigen Umrisse noch erkennen lassen. Der Quarz bildet unregelmäßige Körner von beinahe gleicher Größe, Flaserstruktur und schwacher undulöser Auslöschung. Turmalin und Apatit sind die Nebengemengteile.

Die petrographischen Untersuchungen wurden zum Teil im mineralogischen Institut des Prof. F. Becke ausgeführt. Herrn Prof. Becke bin ich zum größten Dank verpflichtet für die denkbar liebenswürdigste Weise, mit welcher er mir seine vielfache Unterstützung zuteil werden ließ.



IV. Anhang.

Untersuchungen über die Natur des Kohlenstoffes der schwarzen Quarzphyllite und Quarzite.

Die Chemie kennt drei Modifikationen des Kohlenstoffes: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff. In der Petrographie wird, wenn von kohliger Substanz in den kristallinen Schiefern die Rede ist, sehr oft neben Graphit noch eine zweite Substanz, welcher der Name Graphitoid beigelegt wurde, genannt. In zweiter Linie kommen noch der Graphitit von Luzi und der Schungit von Inostranzeff in Betracht. Wir wollen zunächst im nachstehenden den Begriff jeder dieser Kohlenstoffmodifikationen, respektive dieser kohligen Substanzen feststellen und die Frage der Existenzberechtigung oder überhaupt der Existenz der letzteren kritisch besprechen.

Diamant.

Der Diamant ist durch seine physikalischen Eigenschaften, seine kristallinische Beschaffenheit, die höchste Härte und das große spezifische Gewicht (über 3) genug charakterisiert. Von den anderen Kohlenstoffmodifikationen ist er durch seine Widerstandsfähigkeit gegenüber allen oxydierenden chemischen Reagenzien scharf getrennt, (M. Berthelot und H. Moissan[1]). — Seine Reinheit ist oft sehr relativ; der Aschenrückstand, der gewöhnlich unwägbar ist, beträgt nicht selten 0·13% und steigt bei den schwarzen Varietäten bis zu 4·8%.

Graphit.

Der Begriff des Graphits wurde zuerst von M. Berthelot festgestellt. Vor seinen Untersuchungen war der Graphit als bestimmte Gattung nicht charakterisiert. Berzelius identifizierte mit dem Graphit den metallischen Kohlenstoff, den Koks, die Holzkohle und den Kienruß. Despretz wendete die Benennung Graphit für die Zuckerkohle (*carbon de cornone*) an. Berthelot war der erste, welcher die scharfe Trennung der drei verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff durchführte. Es gelingt das durch das verschiedene Verhalten derselben gegenüber dem

[1]) M. Berthelot, Sur l'analyse immédiate des diverses variétés de carbon. Comptes-rendus de l'Acad. des Sciences. Paris, T. 68, 1869, pag. 183—187, 259—262, 331—334, 392—395, 445—449. — Recherches sur les états du Carbon. Ann. de Chim. et de Phys. 4. Serie, S. XIX, pag. 392.

H. Moissan, Sur la presence du graphite, du carbonado et des diamants mikroskopiques dans la terre blance du Cap. Compt.-rend. T. 116, pag. 292. — Recherches sur les différentes variétés de carbone. Annales d. Chim. et de Physik. 1896. VIII, pag. 289, 306, 466. — Diese und andere Abhandlungen von Moissan wurden in seinem Werk „Le four électrique", Paris 1897, abgedruckt. Die Zitate im Text beziehen sich im folgenden, der Bequemheit halber, auf die letzte, und zwar auf die deutsche Ausgabe: Der elektrische Ofen. 1900.

Oxydationsgemisch, welches Graphit zu Graphitsäure oxydiert (Brodie[1]). Graphit wird von einem Gemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure in Graphitsäure übergeführt, Diamant bleibt ganz unverändert, amorpher Kohlenstoff wird darin vollständig gelöst.

So lautet die Definition von Moissan: Graphit ist eine meist kristallisierte Modifikation des Kohlenstoffes, deren Dichte nahe bei 2·2 liegt und die bei Behandlung mit einem Oxydationsgemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure ein leicht zu erkennendes Graphitoxyd liefert[2]).

Sowohl die natürlichen als die künstlichen Graphite können kristallinisch oder amorph sein. Das geht aus den Untersuchungen von Moissan hervor. Es werden im nachstehenden seine Angaben kurz angeführt.

Natürliche Graphite.

Graphit von Borowdale (Cumberland) bildet kompakte Stücke von amorpher, nicht blättriger Struktur. Gibt die Graphitsäurereaktion.

Graphit von South (Australien). Sehr unreiner Graphit der unter der Lupe keine sichtbare Kristallisation erkennen läst. Gibt die Graphitsäurereaktion.

Graphit von Korsok (Grönland). Kompakte Stücke von blättriger Struktur ohne deutliche Kristallisation. Asche 17·9%. Gibt Graphitoxyd.

Graphit aus einem amerikanischen Pegmatit. Bildet große sechsseitige Blätter und ist gegenüber Quarz und Feldspat hydiomorph. Liefert Graphitoxyd.

Eisen von Kendall County in Texas. Amorpher Kohlenstoff, der von dem Oxydationsgemisch ziemlich schwer angegriffen wird. Liefert keine Spur von Graphitoxyd.

Brauner faseriger Kohlenstoff aus den Eisen von Newstead in Roxburgshire (Schottland). Gibt nach dreimaliger Behandlung Graphitoxyd.

Déesit der Sierra de Déesa in Chile. Eine schwarze, wenig dichte Substanz die amorphe Stücke mit dem Glanze von Graphit enthielt. Wird schon bei der ersten Behandlung mit dem Oxydationsgemisch in Graphitoxyd überführt; sie besteht vollständig aus graphitischem Kohlenstoff.

Eisen von Ovifack. Erste Proben: Amorphe Kohle von unregelmäßiger Form, matter Farbe und einer Dichte unter 2. Nach mehrmaliger Einwirkung des Gemisches wird sie vollständig aufgelöst. Zweite Probe: Liefert Graphitoxyd.

[1]) Brodie, On the atomic Weigth of Graphite. Phil. Trans. 1859. 249—259. Note sur un nouveau procédé pour la pourification et la désagrégation du Graphite. Annales de Chimie et phys. XLV, 1855, pag. 324—353. Vgl. auch Journ. d. Pharm. XXIX, 1856, pag. 52; Liebigs Annal. XCVII. 1856, pag. 128.

F. Gottschalk, Beiträge zur Kenntnis der Graphitsäure. Journ. f. prakt. Chem. 1865, Bd. 85, pag. 321.

[2]) Moissan, Der elektr. Ofen, pag. 64 u. 102.





Künstliche Graphite.

a) Erhalten durch einfache Temperaturerhöhung:

1. Aus Diamant beim Erhitzen im elektrischen Bogen. — C 99·88, Asche 0·016%. — Gibt rasch Graphitoxyd.

2. Aus Zuckerkohle unter Einwirkung des elektrischen Bogens. Das Aussehen der Kohle nach der Operation ist gleich wie vor, nur die Farbe schlägt etwas ins Graue. Auch mit der stärksten Vergrößerung kann man keine kristallinischen Teilchen entdecken. Zusammensetzung: C 99·87, H 0·032, Asche 0·100%; Dichte 2·9; Verbrennungstemperatur im Sauerstoff 660°.

3. Aus Holzkohle mit dem elektrischen Bogen. Das ursprüngliche Aussehen der Holzkohle bleibt erhalten; die Holzfasern sind nicht viel verändert, aber bei der geringsten Reibung nimmt die Kohle eine graue Farbe und lebhaften Glanz an. Wird vom Oxydationsgemisch sehr schwer angegriffen.

4. Sublimirter Kohlenstoff von der + Elektrode des Lichtbogens gibt Graphitoxyd bei der IV. Operation. C 99·90, H 0 031, Asche 9·017.

Kohlenstoff von den Elektroden. Kompakter, weicher Graphit, der keine Spur von Kristallisation zeigt. Wird nach der dritten Operation oxydiert.

b) Erhalten durch Auflösung von C in Metallen. (Durch Sättigung einer Karbidverbindung des Metalls im elektrischen Ofen mit C.)

Aus dem Karbid von:	Eigenschaften:	Wird von dem Chloratgemisch in Oxyd übergeführt nach der Operation:
Aluminium	Kleine Kristalle	III
Silber	—	I
Mangan	Glänzende Blätter	III
Nickel	—	II
Chrom	—	III
Wolfram	—	III
Molybdän	—	schwieriger als bei Wolfram
Uran	—	schwer
Zirkonium	Gewebe aus kleinen gedrehten Massen, gelockerten unregelmäßigen Stücken	schwer
Vanadium	—	—
Titan	Kristalle oder verdrehte Masse	—
Silicium	Schwarze kristallinische Flitter	—

Graphit aus Eisen (Roheisen) durch Cl bei dunkler Rotglut und mit rauchender Salpetersäure und Fluorwasserstoff gereinigt. Dichte 2·12; Verbrennungstemperatur in Sauerstoff bei 670°; besteht

aus sehr kleinen in Gruppen angeordneten Kristallen mit deutlich hexagonalen Zuspitzungen. Zusammensetzung *C* 80—85%, Asche 1·30, *H* 0·15—0·80. Gibt Graphitsäure schon bei der zweiten Operation.

Graphit aus weichem Eisen. Dichte 2·18, brennt in *O* nahe bei 650°; *C* 99·15%, Asche 0·17, *H* 0·28.

Graphit durch Einwirkung von Silicium auf Gußeisen: *C* 98·82%, Asche 0·85%, *H* 0·20%, Dichte 2·20.

Es gibt also mehrere Varietäten Graphits, wie es mehrere Varietäten amorphen Kohlenstoffes gibt (Moissan).

Reiner Graphit enthält keinen Wasserstoff. Die kleine Menge Wasserstoff, welche die Graphite stets enthalten, verringert sich zusehends mit wachsender Reinheit. Ein Graphit, der mit keinem Reagens behandelt und nur vorher im Vakuum erhitzt worden war, lieferte bei seiner Verbrennung in Sauerstoff keinen Wasserstoff mehr. Bei der Analyse war die Gewichtszunahme des Chlorkalziumrohres von 0·001 g = 0·014% *H*, eine Menge, die innerhalb der Fehlergrenze liegt (Moissan). Natürliche Graphite können übrigens vollständig von dem Wasserstoffe befreit werden durch die anhaltende Wirkung des Chlorgases bei der Weißrotglut (Berthelot[1]).

Graphitit.

W. Luzi[2]) machte im Jahre 1892 die Beobachtung, daß einige Graphitvarietäten eine wurm- und blumenkohlähnliche Aufblähung zeigen, wenn sie mit konzentrierter roher Salpetersäure durchfeuchtet und auf dem Platinbleche bis zur Rotglut erhitzt werden. „Da das Graphitvorkommnis, welches die meisten schönen und großen Kristalle liefert, nämlich das von Ticonderoga, zu den Graphiten gehört, welche die Salpetersäurereaktion geben“ — so schlägt er vor — „so mögen diese weiterhin als Graphite, diejenigen Vorkommnisse aber, welche diese Aufblähungsreaktion nicht geben, als Graphitite bezeichnet werden.“

Diese von Luzi als neu beschriebene Aufblähungsreaktion war aber längst bekannt. Schon von Marchand und Schafhäutl[3]) wurde das Aufblähen des Graphits beschrieben; sie befeuchteten den Graphit mit konzentrierter Schwefelsäure und erhitzten ihn gleich wie Luzi auf Platinblech. Gottschalk[4]) stellte auch fest, daß das Aufblähen auf keiner chemischen Reaktion beruht; die Reaktion findet nämlich nicht statt bei der aufgelockerten und möglichst fein verteilten Graphitsubstanz; die aufgeblähte Masse hat ferner nach der Behandlung ihre graphitische Natur nicht verloren, sie gibt noch die Brodiesche Reaktion. Das eigentümliche Verhalten des Graphits

---

[1]) Annales d. Chim. et Phys., 4. Ser., T. XIX, pag. 392.

[2]) W. Luzi, Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1892.

[3]) Journal für praktische Chemie, Bd. 21, pag. 153; Bd. 35, pag. 320.

[4]) Dr. F. Gottschalk, Beiträge zur Kenntnis der Graphitsäure. Journal für praktische Chemie, Bd. 95, 1865, pag. 321.

kann daher nach Gottschalk nur als die Folge einer sogenannten Flächeneinwirkung angesehen werden, durch welche die Säure an den Molekülen und in den Poren des Graphits zurückgehalten wird. Die Energie, mit welcher dieses in den letzteren geschieht, widersteht dem Auswaschen mit Wasser und selbst siedender Kalilauge, nicht aber wiederholtem Auskochen mit destilliertem Wasser.

Moissan[1], der sich mit derselben Frage beschäftigte, kam zu folgenden ähnlichen Schlußfolgerungen. Graphite, die im elektrischen Ofen durch bloße Temperaturerhöhung erhalten worden waren, quellen nicht auf; dagegen besitzen diese Eigenschaft im hohen Grade solche, die aus einem flüssigen Metall bei hoher Temperatur gewonnen wurden. Das Aufquellen dieser Art Graphit ist durch eine plötzliche Gasentwicklung zu erklären, deren Ursache entweder das Angegriffenwerden einer kleinen, zwischen den hexagonalen Graphitblättern eingeschlossenen Menge amorphen Kohlenstoffes sein kann oder die Zersetzung durch Hitze einer sehr kleinen Menge Graphitoxydes, welches durch Einwirkung der Salpetersäure auf eine Spur amorphen, dem kristallinischen Graphit beigemengten und leichter angreifbaren Graphit entstanden wäre. Um einen aufquellbaren Graphit zu erhalten, genügt es, geschmolzenes Gußeisen plötzlich mit Wasser abzukühlen; man erhält dann gleichzeitig beide Varietäten; will man nur aufquellbaren Graphit, dann ist es besser, als Lösungsflüssigkeit geschmolzenes Platin zu verwenden.

Aus den Untersuchungen von Luzi selbst geht ferner hervor, daß Graphit und Graphitit sowohl in bezug auf chemische Zusammensetzung als auch in physikalischer Beziehung (kristallinische Beschaffenheit und Dichte) identisch sind. Da nun die Aufblähungsreaktion keine chemische, sondern eine physikalische ist, so ist man auch zur Schlußfolgerung berechtigt, daß die neue Einteilung und speziell der neue Name Graphitit unpassend sind und der letztere keinem chemischen Begriffe entspricht.

Amorpher Kohlenstoff.

Amorpher Kohlenstoff wurde von Moissan nach verschiedenen Methoden dargestellt. Die Analysen der erhaltenen Produkte sind folgende:

Darstellungsweise:	Asche	C	H
Durch unvollständige Verbrennung von Azetylen	0·12	92·71	0·96
	0·80	92·53	1·00
Bei der Explosion von Azetylen	7·21	92·30	0·41
	7·51	92·61	0·40
	8·03	92·52	0·40
Durch Reduktion von CO_2 mit Bor	0·96	86·16	1·41
Durch Einwirkung von H_2SO_4 auf Stärke	2·24	79·69	2·29
Durch Einwirkung von Eisenchlorid auf Anthrazen	21·29	62·17	0·91

[1] Moissan, Der elektrische Ofen, pag. 97 u. 102.



Der gebildete C hat keine Härte, eine Dichte, die unter 2 liegt, und ist stets amorph.

Der Kienruß, gereinigt und durch Glühen im Vakuum getrocknet, zeigte folgende Zusammensetzung:

C	H	Asche
93·21	1·04	0·22
92·86	1·20	0·34

Berechnet man H auf Wasser, so wird 100 überschritten; daraus geht hervor, daß eine kleine Menge H, weniger als 1% ohne Zweifel aus Kohlenwasserstoffen und der Rest aus Wasser besteht, welches man aus Kienruß niemals vollständig entfernen kann.

Der rohe Kienruß hat: C 87·49%, H 2·76%. Auf Wasser berechnet wäre

$$C\ 87{\cdot}49 + H_2O\ 24{\cdot}88 = 112{\cdot}37$$

Alle Arten amorphen Kohlenstoffes halten Wasser mit größter Hartnäckigkeit zurück. (Moissan.)

Der Einfluß der Temperatur auf die Polimerisation des Kienrußes wurde in folgenden Versuchen festgestellt:

Kienruß wurde in einem kleinen Porzellantiegel über dem Luftgebläse geglüht.

	Verbrennungstemperatur in O	Von Chromsäuregemisch angegriffen bei
nach 5 Minuten . . .	400° (Moissan)	90°
„ 3 Stunden . . .	476°	95°
„ 6 Stunden . . .	506°	99°

Berthelot stellte ferner fest, daß Kienruß eine Spur Graphit enthält infolge der Einwirkung von Wärme und Oxydation[1]).

Alle Arten des amorphen Kohlenstoffes lösen sich in dem Chloratgemisch vollständig auf.

Holzkohle (durch Cl gereinigt) löst sich vollständig auf, ohne irgendeine Spur von Graphitsäure zu bilden.

Koks bildet eine Lösung, die durch seine intensive Nuance ausgezeichnet ist.

Kienruß wird erst nach wiederholten Behandlungen aufgelöst und liefert eine braune Säure, welche lange Zeit in Wasser suspendiert bleiben kann. Er läßt eine Spur von Graphitsäure zurück.

Holzkohle von Salpetersäure oxydiert liefert eine braune Verbindung, welche von Jodwasserstoff bei 280° in gesättigte flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe ($C^{2n}\ H^{2n+2}$) umgewandelt wird. (Berthelot.)

Amorpher Kohlenstoff, der aus Azetylen durch Explosion dargestellt wurde und keine Spur von Stickstoff enthält, wird angegriffen von

Kaliumpermanganat (6·5 g in 100 H_2O) bei . . .	98°	Verbrennungstemperatur in Sauerstoff 385°
käuflicher rauchender Salpetersäure bei	80°	
reiner rauchender Salpetersäure bei	108°	
einem Gemisch von Kaliumbichromat und H_2SO_4 bei	86°	

[1]) Berthelot, Ann. de chim. et phys. 1870, IV. S., T. XIX, pag. 417.

Zusammenfassend ist nach dem Angeführten der amorphe Kohlenstoff durch folgende Eigenschaften charakterisiert: Er ist stets amorph, hat eine Dichte unter 2 (die Dichte des reinsten ungeglühten Kienrußes beträgt 1·76), besitzt keine Härte und wird von dem Chloratoxydationsgemisch vollständig in humusartige Säuren (*acides humoïdes*) von braungelblichen Farben, welche in Wasser löslich sind, überführt; die Eigenschaften dieser Säuren sind verschieden, je nach der Kohlenvarietät, welche sie geliefert hat. (Moissan und Berthelot.)

Metallischer Kohlenstoff. Der metallische Kohlenstoff wird durch Leiten von Kohlenwasserstoffdämpfen durch ein glühendes Porzellanrohr erzeugt; er setzt sich in Form von kleinen, glänzenden, biegsamen Blättchen auf die Wände des letzteren ab [1]). Er ist gegen das Oxydationsgemisch außerordentlich widerstandsfähig; nach der sechsten bis achten Operation löst er sich aber vollständig auf, ohne irgendeine Spur von Graphitsäure zu hinterlassen, gehört also zu dem amorphen Kohlenstoff. Er verbrennt schon an der Luft nicht schwierig und ist trotz der ungemeinen Dünne der Blättchen vollkommen undurchsichtig; er färbt wie Graphit ab.

Schungit

wurde von Inostranzeff ein neues, äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe genannt, das von ihm eingehend untersucht und beschrieben wurde [2]). Er gibt folgende mittlere Zusammensetzung an: C 98·11%, H 0·43%, N 0·43%, Asche 1·9%; sie ist bezogen auf die wasserfreie Substanz, welcher konventionellerweise der kleinste gefundene Aschengehalt beigelegt wird. Die Asche schwankt aber tatsächlich von 1·09% bis 95·42%; für Wasser ist der Mittelwert aus 18 Analysen 7·76%; das spezifische Gewicht beträgt nach mehreren Bestimmungen in frischem Zustande 1·84, nach dem Trocknen 1·98; die Härte ist 2·–2·5; die elektrische Leitungsfähigkeit wurde kleiner als bei Graphit gefunden, und zwar war der Widerstand für eine Stange von 1 *m* und 1 mm^2 im Querschnitt = 74 Siem. Der Widerstand für Koks ist = 40—46 Siem, für Aliber'schen Graphit 22·14 Siem, für Anthrazit aus Rawenka 54000 Siem.

Zu diesen Zahlen und Angaben ist folgendes zu bemerken. Der Wasserstoffgehalt wurde aus der Differenz berechnet, nachdem das Wasser direkt bestimmt wurde. Der Stickstoff wurde nur bei einer Probe bestimmt. Aus den analytischen und physikalischen Daten zieht Inostranzeff den Schluß, daß diese Substanz, die um das Dreifache ärmer an Wasserstoff ist als die daran ärmsten Anthrazite, keinen

---

[1]) Berthelot, Ann. de chim. et phys. 1870, IV. S., T. XIX, pag. 416. — Vgl. auch W. Luzi, (Neue Mitteilungen über *C*. 1. Über spiegelnden, silberfarbigen Kohlenstoff. Ber. d. Deutsch. chem. Ges. 1892, Bd. 25, pag. 214–217), dem die Arbeit von Berthelot offenbar unbekannt blieb.

[2]) A. Inostranzeff, Ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrbuch für Min., Geol. etc. 1880, Bd. I, pag. 97—124. — Über „Schungit“, ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrb. für Min., Geol. etc. 1886, I. Bd., pag. 92.



Sauerstoff und nur 0·41% Stickstoff enthält, ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe ist und gibt ihm den Namen Schungit.

Es entsteht nun die Frage, ob „Schungit" nicht etwa in ganz einfacher Weise amorpher Kohlenstoff zu nennen sei. Gegen diese Auffassung würde der hohe Gehalt an Stickstoff sprechen; zwar ist, wie schon Delesse[1]) zeigte, dieses Element in den Gesteinen der Erdkruste konstant zu finden, aber in viel kleineren Mengen. Allerdings besteht immer der Zweifel, ob man es hier nicht mit einem Gemisch von amorphem Kohlenstoff und einer stickstoffhaltigen anorganischen Substanz zu tun habe. Eine Entscheidung kann man darüber auf Grund der von Inostranzeff mitgeteilten Daten nicht treffen. Von geringem Belang ist der Wasserstoffgehalt: erstens wurde er aus der Differenz bestimmt, zweitens wurden ja selbst im Graphit Spuren von Wasserstoff immer gefunden. So viel steht aber fest, daß diese kohlige Substanz kein Graphit ist, weil sie keine Graphitsäure geliefert hat, und kein Anthrazit, weil der Wasserstoff- und Stickstoffgehalt allzu gering sind. Es handelt sich also um amorphen Kohlenstoff, der wahrscheinlich Spuren von Wasserstoff enthält und stickstoffhaltig ist. Eine spezielle Benennung gerade für diesen unreinen amorphen Kohlenstoff erscheint aber nicht gerechtfertigt, denn zweifellos werden spätere Untersuchungen von Kohlenstoffphylliten und Kohlenstoffgneisen eine Anzahl Analysen liefern, welche eine kontinuierliche Reihe zwischen dem Anthrazit und dem ideal reinen amorphen Kohlenstoff bilden werden.

Eine dem Schungit nahestehende Substanz hatte Mertens[2]) im Jahre 1872 analysiert (*C* 78·25, *H* 0·39, Asche 21·36 = 100·00). Die physikalischen Eigenschaften und das Vorkommen dieses Minerals (aus Dietmannsdorf in Steiermark) ließen die Möglichkeit zu, daß dasselbe als Graphit zu bezeichnen wäre. Das Mineral lieferte aber bei der Behandlung mit dem Oxydationsgemisch keine Graphitsäure, sondern Humussäure, so daß Mertens mit vollem Recht es nicht als Graphit, sondern als amorphen Kohlenstoff betrachtete. Unzutreffend ist im Gegenteil die Bemerkung Johns[3]), daß die von ihm analysierten Mineralien „wohl im allgemeinen als echte Graphite bezeichnet werden müssen, da selbst die am leichtesten verbrennbaren sogenannten anthrazitischen Graphite nach der Analyse von P. v. Mertens nur sehr wenig Wasserstoff enthalten und nur nach sehr energischer Behandlung mit chlorsaurem Kali humusartige Substanzen liefern".

---

[1]) M. Delesse, Recherches de l'azote et des matières organiques dans l'écorce terrestre. Annales des Mines, 5em Série. Memoires, Tome XVIII, Paris 1860, pag. 151—324.

[2]) P. v. Mertens, Analyse eines Anthrazites aus Dietmannsdorf in Steiermark. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 185—186.

[3]) C. v. John, Über steirische Graphite. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 413—418.

Vgl. auch: Hörnes, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlager (Mitteil. d. naturw. Ver. für Steiermark, Graz 1900, pag. 90) und die dort zitierte Literatur.

Graphitoid.

A. Sauer[1]) beschrieb im Jahre 1885 einen Mineralbestandteil aus den Glimmerschiefern, Gneisen und Quarzitschiefern des Erzgebirges von metallischem Glanze auf dem Striche, milder Beschaffenheit bei vollkommen dichter Struktur; derselbe färbt stark ab und verbrennt unschwer nach einigem Glühen im Bunsenschen Brenner; weder makroskopisch noch mikroskopisch je Andeutungen von Kristallform oder Spaltungsrichtungen wahrzunehmen; im Gesteine bildet er rußartig lockere Überzüge auf den Schichtflächen oder imprägniert die Glimmermasse. Sauer gab später (1888) eine Analyse, welche lautet: Asche 73·854, Kohlenstoffe 24·855, Wasser 1·01, Wasserstoff 0·06 = 99·779. Der verbrennbare Anteil auf wasserfreie Substanz und auf 100 berechnet, ergibt 99·76 Kohlenstoff, 0·24 Wasserstoff. Er nannte nun diese kohlige Substanz, welche nach seiner Anschauung von Graphit durch die beschriebenen Merkmale sich scharf unterscheidet, Graphitoid, indem er sie als ein äußerstes Glied in der Reihe des amorphen Kohlenstoff von graphitähnlicher Zusammensetzung, verbunden mit amorpher Beschaffenheit, auffaßt und auf das von Inostranzeff beschriebene Mineral sehr bestimmt verweist.

Gegen diesen neuen Namen wendet sich mit Recht Inostranzeff[2]) in einer kurzen brieflichen Mitteilung. Er hebt hervor, daß das kohlige Mineral von Sauer bei einem Aschengehalt von 73·85% nicht rein genug ist, um seine Eigenschaften genau feststellen zu können; er findet ferner, die Benennung Graphitoid sei unpassend, weil sie zu falschen Vorstellungen Anlaß gebe und diesen amorphen Kohlenstoff als dem Graphit, das heißt dem kristallinen Kohlenstoff nahestehend erscheinen lasse. Er erhebt schließlich Anspruch auf das Prioritätsrecht der Benennung „Schungit“.

Sandberger[3]) beschrieb im Jahre 1887 ein Mineral von folgenden Eigenschaften: Farbe dunkelbleigrau, Strich schwarz, Glanz dem metallischen nachstehender Fettglanz. Härte 3, spezifisches Gewicht 2·207; Aschegehalt 1·78%. In der Gasflamme weitaus leichter verbrennend als Graphit. Zuweilen erscheint es von einer schmalen, deutlich blättrigen Hülle des lichtbleigrauen und viel weicheren echten Graphits umgeben, wobei dann die Verschiedenheit beider Körper noch stärker hervortritt. Sandberger hält diese kohlige Substanz mit dem Graphitoid Sauers identisch und gebraucht auch denselben Namen, welchen er für ganz passend hält.

Der Name Graphitoid hat sich trotz der Einwendungen Inostranzeffs erhalten und wird von nun an sehr oft verwendet als Benennung der kohligen Substanzen in kristallinen Schiefern. So

[1]) A. Sauer, Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) in der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 37, 1885, pag. 441.

[2]) A. v. Inostranzeff, Über „Schungit“, ein äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrb. f. Min., Geol. etc. 1886, Bd. I, pag. 92—93.

[3]) F. v. Sandberger, Graphitoid im körnigen Kalk von Wundsiedel. Neues Jahrb. f. Min., Geol. etc. 1888, 1. Bd., pag. 202.



zum Beispiel von Sauer, von Andreae und Osann, von Schalch[1]), Salomon[2]) und Rosenbusch[3]). Der letztgenannte Autor war aber der einzige, welcher sich über die Natur dieser kohligen Substanzen näher zu informieren suchte. Die auf seine Veranlassung von Geheimrat Curtius und Dr. Mohr ausgeführten analytischen Untersuchungen über die kohlenstoffführenden Gneisgesteine des Schwarzwaldes ergaben folgende Resultate:

	Prozent
Kohlenstoffgehalt des Gesteines nach einer Bausch-Analyse	$C = 1·59$
Kohlensäurebestimmung nach Bunsen	$CO_2 = 0·77$
Stickstoffbestimmung des Gesteines (nach Dumas)	$N = 0·081$
" " " (nach Will-Warrentrap)	$N = 0·024$
Stickstoffbestimmung des Gesteines durch Glühen im Stickstoffstrom	$N = 0·012$
Stickstoffbestimmung des Gesteines durch Glühen im Kohlensäurestrom	$N = 0·024$
Bestimmung des Kohlenstoffes	$C = 1·52$
" " Wassers	$H_2O = 5·96$
Anorganischer Kohlenstoff 1·52—0·21 (CO_2)	$C = 1·31$.

Bestimmungen in der durch Aufschluß des Gesteines mit Fluß- und Schwefelsäure isolierten Substanz.

		Prozent
Mittelwerte:	C	77·4
	H_2O	3·5
	N	1·2
	Rückstand	16·1
		98·2

Die Substanz ist sehr schwer verbrennbar: die Hauptmenge des Stickstoffes entweicht erst nach anhaltendem Glühen. Aus den mitgeteilten Tatsachen ergeben sich nach Rosenbusch folgende Schlüsse:

Die kohlige Substanz ist nicht Graphit in der Bedeutung, die man diesem Worte gibt. Sie gehört anscheinend zu der amorphen Kohle. Die Bezeichnung dieser kohligen Substanz als Graphitoid konnte gerechtfertigt erscheinen.

Aus dem angeführten geht deutlich hervor, daß Graphitoid ein Name ohne Sache ist. Keiner der genannten Autoren hat

[1]) Geol. Spezialkarte des Großherzogtums Baden. Erläut. zu: Blatt Gegenbach von A. Sauer, 1894, pag. 14; Blatt Heidelberg von A. Andreae und A. Osann, 1896, pag. 17; Blatt Furthwangen von F. Schalch und A. Sauer, 1903, pag. 9.

[2]) W. Salomon, Über neue geol. Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitz.-Ber. der Berl. Akad., 1901, 1. Bd., pag. 174.

[3]) H. Rosenbusch, Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanstalt, 1899, 4. Bd., 1. Hft., pag. 22—38.

den einzigen[1]) Beweis geliefert, der allein über die Natur der Substanz Aufschluß geben kann. Es bleibt daher noch immer unentschieden, erstens ob die von denselben beschriebenen kohligen Substanzen untereinander identisch seien und zweitens, ob sie Graphit, amorpher Kohlenstoff oder ein Gemisch von beiden sind. Denn wie wir von Berthelot und Moissan gelernt haben, genügen weder die physikalischen Eigenschaften noch die Elementaranalysen, um Graphit von amorphem Kohlenstoff zu unterscheiden. Metallischen Glanz besitzt auch der metallische Kohlenstoff. Graphit kann kristallinisch sowie amorph oder wenigstens ohne erkennbare kristallinische Struktur und Kristallform sein. Das gilt um so mehr, wenn es sich um kohlige Substanzen in Gesteinen handelt, welche voraussichtlich einem hohen Druck ausgesetzt wurden, denn es hat ja Moissan gezeigt, wie unter der Einwirkung von Druck Graphitkristalle und Graphitmassen das Aussehen geschmolzener Substanzen annehmen. Und noch weniger ist das Kriterium der Verbrennbarkeit im Bunsenschen Brenner brauchbar. Die Verbrennungstemperatur des Graphits in Sauerstoff liegt nahe bei 660°, kann aber bis 575° sinken; jene des Kienrußes beträgt zirka 400°, steigt aber sehr rasch, wie oben mitgeteilt wurde, wenn der letztere durch Erhitzen polymerisiert wird, und erreicht nach sechsstündigem Erhitzen schon 506°. Wenn man noch den Umstand berücksichtigt, daß die Verbrennbarkeit eines Körpers auch von seiner mehr oder minder feinen Verteilung abhängig ist, so liegt auf der Hand, daß bei bloßer Berücksichtigung des Kriteriums der Verbrennbarkeit Graphit und polymerisierter amorpher Kohlenstoff, der in kristallinen Schiefern, welche hohe Temperaturen mitgemacht haben, vorkommen soll, verwechselt werden muß. Nebenbei sei hervorgehoben, daß die Angaben der genannten Autoren diesbezüglich nicht übereinstimmen; der Graphitoid von Sauer ist unschwer verbrennbar; nach Sandberger wäre er weitaus leichter verbrennbar als Graphit; nach Rosenbusch ist die Substanz sehr schwer verbrennbar.

Es ist somit leicht gelungen, gestützt auf die grundlegenden Untersuchungen von Berthelot und Moissan, den Beweis zu erbringen, daß die neuen Benennungen Graphitit, Schungit und speziell der so gern in der Petrographie genannte Graphitoid nicht existenzberechtigt sind.

Trennung von Diamant, Graphit und amorphem Kohlenstoff.

Bei der Untersuchung von kohlenstoffführenden Gesteinen kommen also nur die drei Modifikationen dieses Elements in Betracht: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff. Die Elementaranalyse gibt über die Reinheit derselben Aufschluß; handelt es sich aber um unreinen

[1]) Nach Brodie nimmt Graphit, mit einer Mischung von einem Teile Salpetersäure und vier Teilen Schwefelsäure erhitzt, eine schöne Purpurfarbe an und zerfällt in der Flüssigkeit in Stücke; diese Erscheinung, welche eine ausgezeichnete qualitative Reaktion für Graphit wäre, wurde indessen von Gottschalk nicht bestätigt.



Kohlenstoff, dann sind bei einer gründlichen Untersuchung noch die Bestimmungen der Kohlenstoffverbindungen — Kohlenwasserstoffe der gesättigten und der ungesättigten Reihen — die Stickstoffbestimmung, die Extraktion von teerigen Produkten, Bestimmung von Halogen-Schwefelverbindungen usw. notwendig.

Für die Trennung von Diamant und Graphit in Gesteinen sei auf die eingehenden Untersuchungen von Moissan[1]) hingewiesen. Die Trennung beruht auf der Überführung von Graphit in Graphitsäure, Zerstörung der letzteren und Reinigung des zurückgebliebenen Rückstandes; die letztere Operation ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden, denn es handelt sich darum, die Mineralien, welche der Aufschließung mit dem Fluß- und Schwefelsäuregemisch widerstehen, zu zerstören.

Die Trennung von amorphem Kohlenstoff und Graphit geschieht ebenfalls mit demselben Oxydationsgemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure; die Operationen sollen so lange wiederholt werden, bis der ganze Graphit in Graphitsäure überführt worden ist; der Verlauf und das Ende der Oxydation werden mit dem Mikroskop kontrolliert. Wie man die sonst nach den Angaben von Brodie, Gottschalk und Berthelot wochenlang dauernde Oxydationsoperation bedeutend beschleunigen kann, vergleiche man Moissan[1]). Will man Graphit und amorphen Kohlenstoff quantitativ bestimmen, dann kann man die gebildete Graphitsäure sorgfältig nach der Methode von Gottschalk[2]) reinigen und wägen; zur Kontrolle wird dann der Kohlenstoffgehalt derselben bestimmt. Der amorphe Kohlenstoff muß aus der Differenz bestimmt werden, wenn man nicht die langen und schwierigen Operationen der direkten Bestimmung vorzieht; in dem letzteren Falle ist man gezwungen, eine Kohlenstoffbestimmung sämtlicher gasförmiger, flüssiger und fester Oxydationsprodukte durchzuführen.

Bei der eventuellen Stickstoffbestimmung muß man auf den in Form von Nitriden (direkten Verbindungen von N mit den Metallen) im Gesteine, wie ich nachgewiesen habe, sehr verbreiteten Stickstoff Rücksicht nehmen.

Über das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen (die Grenzkohlenwasserstoffe der Methanreihe ausgenommen) gibt die Oxalsäurereaktion von Donath Aufschluß[3]).

---

[1]) Moissan, Sur la présence du graphite, du carbonado et des diamants mikroscopique dans la terre blanc du Cap. Comptes-rendus 116, pag. 292.

[2]) Gottschalk, Beiträge zur Kenntnis der Graphitsäure. Journal f. prakt. Chemie. 1865, Bd. 85, pag. 327.

[3]) Donath, Chemische Industrie, Jahrg. 1902, pag. 230.

Inhaltsübersicht.

Geologische Beschreibung der Laasergruppe.

Von **W. Hammer.**

Mit 4 Tafeln (Nr. XIV [I]—XVII [IV]) und 5 Zinkotypien im Text.

Als Laasergruppe wird hier jener Teil der Ortleralpen angesehen, der durch das Martelltal und das Suldental aus jenen herausgeschnitten ist und durch diese tiefen Talfurchen — das Etschtal ist seine Nordgrenze — eine orographisch sehr selbständige Stellung erhält. Am Madritschjoch, wo die Wässer jener beiden Täler sich scheiden, hängt die Gruppe durch den Eisseekamm mit dem Hauptkamme der Ortleralpen zusammen. Es ist ein rauhes Hochgebirge; ein mächtiger Gletscher ist mitten drinnen eingebettet und zahlreiche kleinere umgeben ihn; alle Hauptgipfel ragen über 3000 *m* hoch empor und auch die schroffelsigen, Vorgipfel die das Etschtal beherrschen, reichen noch nahe an diese Höhe; menschliche Siedelungen sind nur am Rande herum zu treffen. Form, Farbe und auch das Pflanzenkleid der Berge spiegeln deutlich den Untergrund wider. Der Quarzphyllit bietet den Pflanzen lockeren Boden, sanftere Hänge, um sich auszubreiten und auch die Hochgipfel lassen auf weithin an ihren sanfteren Formen den Phyllit erkennen, während die Granitgipfel der Angelusgruppe kahl und in steilen Wänden heraustreten. Auf weithin tritt die lichte Jennewand als Kalkberg aus den dunklen Schiefern hervor.

Die beigegebene Kartenskizze soll unter Weglassung vieler Einzelheiten (besonders auch rücksichtlich des Diluviums) einen Überblick über das Gebiet geben.

Geologisch aufgenommen wurde die Laasergruppe, ebenso wie die umliegenden Gebirge zuerst von G. Stache, abgesehen von den Arbeiten des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg (Senger 1840). Staches Ergebnisse sind niedergelegt in der Abhandlung über die Eruptiv- und Massengesteine der Cevedalegruppe im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879; kleinere Notizen in den Verhandl. k. k. geol. R.-A. 1876 und 1877. Seither sind nur die Laaser Marmore noch einmal Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchung geworden durch Weinschenk (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903, pag. 131) und durch Lindemann (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 197) [1].

[1]) Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit ist von P. Termier im Bulletin de la Société géologique de France 1905, pag. 209, eine Arbeit, betitelt: „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline" erschienen, in der in Kürze auch von der Laasergruppe die Rede ist. Betreffs der Bezeichnung der Angelusaugengneise als Sericit-



Der Verfasser hat in den Jahren 1903 und 1904 im Auftrage der geologischen Reichsanstalt eine Neuaufnahme (im Maßstabe 1:25.000) durchgeführt und legt nun hier die Ergebnisse derselben vor. Die dazugehörige Karte erscheint in dem österreichischen geologischen Kartenwerke (1:75.000) in einer der folgenden Lieferungen.

Die Darstellung wird im nachfolgenden in der Weise gegeben, daß zuerst die vorkommenden Gesteinsarten, ihre Verbreitung und ihr gegenseitiges Verhältnis beschrieben werden und dann ihre Lagerung.

Der Altersreihe nach stelle ich die kristallinen Schiefer in vier Gruppen zusammen:

1. Gruppe der Phyllitgneise,
2. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer,
3. Quarzphyllitgruppe,
4. Gruppe der gipsführenden, serizitischen Schiefer.

Die vierte dieser Gruppen ist nur am Rande der Gebirgsgruppe, bei Prad, in geringer Ausdehnung entwickelt und wird nur anhangsweise der Vollständigkeit halber angeführt.

Daran reihen sich dann die jungen Sedimente an und am Schluß der Gesteinsbeschreibungen sind die granitischen Eruptiva angeschlossen.

---

quarzite mit großen Feldspatkernen sei auf die hier gegebene Darlegung ihres Eruptivgesteinscharakters verwiesen. Termier stellt die Quarzphyllite der Laasergruppe (und des Ulten—Vintschgauer Kammes) zur „Kalkphyllitgruppe", in der die Laaser Marmore liegen. Tatsächlich entsprechen sie aber den Casannaschiefern der Val Zebru und die Laaser Schichten nehmen, wie Termier selbst vermutet, eben eine „intermediäre" Stellung zwischen Quarzphyllit (Cassanaschichten) und „altem Gneis" ein. Dementsprechend ist auch Termiers Annahme, daß die Cipolline am Suldenferner und in der Val Zebru den Laaser Marmoren entsprechen, irrtümlich: die ersteren setzen sich im Martelltale bis zur Zufrittspitze hinüber fort und gehören dem Quarzphyllit an, letztere der Glimmerschiefergruppe („Kalkphyllitgruppe").

Die Grundlagen der Tektonik Termiers können an der Hand dieses engeren Gebietes nicht beurteilt werden. Betreffs der durchaus falschen Darstellung der Laasergruppe aber verweise ich auf die Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1906, Nr. 6, wo ich dies in der „Vorläufigen Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe" näher auseinandergesetzt habe.

Ähnlich wie Termier stellt auch Fr. Frech in seinem „Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc." (Wiss. Ergänzungshefte z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, II. Bd., 1. Heft, pag. 71) die Laaser Schichten und die Quarzphyllite des südlichen Teiles gleich und dementsprechend auch die in beiden auftretenden Marmore. Betreffs F. Frechs Anführung der „Gneismasse der Laaserfernergruppe" ist zu bemerken, daß die Augengneise, welche F. Frech an den Kämmen der Vertainspitzen und des Angelus etc. fand, keine „porphyrische Randfazies" sind, sondern daß die Augengneisstruktur sich in allen Teilen dieser Granitmassen mehr oder weniger vorfindet. Im übrigen befaßt sich — dem Gegenstande der Arbeit entsprechend — der Verfasser nicht näher mit der Laasergruppe.

I. Gruppe der Phyllitgneise.

Schiefergneis und quarzitische Gesteine.

Die tiefstliegenden Gesteine der Laasergruppe gehören der Phyllitgneisgruppe an (Staches Gneisphyllitgruppe). Ihre Ausbildung ist ganz ähnlich wie in den nördlichen Ultentaleralpen, größtenteils sind es Gesteine von sehr unausgesprochenem Charakter, die zwischen Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit hin und her schwanken, aber durch den allverbreiteten Feldspatgehalt und durch das Auftreten echter Paragneise (gemeiner zweiglimmeriger Gneis), welche, durch Übergänge mit den anderen Schiefern verbunden, horizontweise in ihnen hervortreten, die Bezeichnung als Gneise rechtfertigen. Diese gemeinen Gneise sind hier aber seltener als in den Ultentaleralpen und die eigentlichen Phyllitgneise überwiegen weitaus; jene treten am untersten Gehänge ober Göflan bis gegen Laas hinüber auf und sind hier als quarzreiche, zweiglimmerige, feinkörnige Gneise entwickelt, die ebenplattig brechen und dem Gneis an der Töll bei Meran im petrographischen Charakter nahestehen. Häufig gehen eigentliche quarzitische Gesteine aus den Schiefergneisen durch Überhandnehmen des Quarzes hervor, die auf längere Strecken hin zu verfolgen sind. Doch sind es gewöhnlich nicht reine Quarzite, sondern glimmerhältige Quarzitschiefer, die dann durch Übergänge mit jenen oben genannten feinkörnigen Gneisen zusammenhängen.

Solche Gesteine bilden das steile Gehänge zunächst ober dem Bad Schgums und kommen westlich davon bei der Tschengelsburg wieder unter der Moränendecke zum Vorschein. Am meisten aber finden sie sich an der Grenze gegen die Laaserglimmerschiefer vom Laasertal bis zum Tschrinbach fast durchaus; ebenso auf der „Unteren Alpe“ am Nordfuß der Jennewand.

Der Umstand, daß die Laaser Schichten (Gruppe der Laaser Glimmerschiefer) manchenorts ganz die Gesteinstracht der Phyllitgneise annehmen, macht eine Trennung beider oft sehr schwer und erhöht die Unsicherheit der Gesteins- und Schichtbestimmung. Dies gilt besonders von dem Abschnitt Laasertal-Tschrinbach.

Die Phyllitgneise insgesamt bilden den Sockel der Gebirgsgruppe. Aus ihnen besteht fast der ganze steil abfallende Nordrand im Vintschgau, nämlich von Holzbruck bis gegen Prad; größtenteils auch die untersten schön bewaldeten und begrasten Berghänge des Suldentales. Hier tritt in ihnen in der Schlucht des Razoibaches bei Ratschelhof auch Albitchloritschiefer auf. (In die Kartenskizze wurde er nicht eingetragen.) Im Martelltal erscheinen die Phyllitgneise unter dem Phyllit der Laaserspitze den Saugberg aufbauend.

Amphibolite.

Auch in diesem Teile des Gebirges treten im Phyllitgneis Amphibolgesteine auf. Es ist vorwiegend jener Horizont, welcher den Nordfuß des Gebirges bildet, in welchem fast zusammenhängend von Morter bis Prad Amphibolit eingelagert ist. Ich beobachtete ihn im

Osten von dem Hofe Sonnenwart in Außernörderberg bis Melanz hinziehend und begleitet von einem zweiten schmächtigen Lager; dann erscheint er wieder etwas tiefer, unter Folmart, ober Göflan und gleich westlich des Tafratzerbaches und bildet von hier an bis zum Eingang des Laasertales einen zusammenhängenden Saum; unter Innernörderberg besteht aus ihm die Wandstufe, längs welcher der Göflaner Wasserwall hinzieht. Westlich des Laasertales ist er am Fuße des Gebirges zunächst nur an einem kleinen Felsköpfchen in der Talsohle, am Weg von Laas nach Parnetz zu sehen; an der Mündung des Schgumsergraben ist aber wieder beiderseits Amphibolit. Westlich des Tschengelsertales kommt dann wieder ein länger hinziehendes Lager dieses Gesteines ober Türkhof und Tschengelsburg zutage. Der Tschrinbach ober Prad endlich schließt mehrere mächtige Amphibolitlager übereinander auf. Es handelt sich meiner Ansicht nach auch bei den oben angegebenen Vorkommen nicht um ein einziges zusammenhängendes Lager, sondern um eine dem beobachteten Anstehenden entsprechende Anzahl von ausgedehnten Lagern (größte Länge 3·3 *km*), die aber alle in annähernd demselben Horizont des Gneises sich befinden.

Petrographisch ist der Amphibolit dieser Vorkommen nicht durchaus gleichartig; der weit vorherrschende Typus aber ist mittel- bis feinkörnig oder feinfaserig, deutlich schiefrig und sehr reich an dunkler Hornblende, der gegenüber der mit freiem Auge sichtbare Feldspat fast verschwindet Seltener trifft man makroskopisch fast dichte Formen. Bei Innernörderberg (unter Wieshof) ist der Amphibolit reich an Granaten (schrottkorngroß). Neben diesem Granatamphibolit findet sich an diesem Vorkommen eine makroskopisch dicht erscheinende Abart des Amphibolits, welche u. d. M. von dem sonst herrschenden bekannten Bilde der Amphibolite dadurch abweicht, daß in einem außerordentlich feinkörnigen Gewebe von Hornblende, Feldspat und Quarz (?) größere Hornblenden nach Art von Einsprenglingen (Porphyroblasten nach Becke) stecken. Diese zeigen alle Stadien der Umwandlung in Biotit, Calcit und Magnetit bis zu vollständigen Pseudomorphosen. Das Gestein enthält wie die meisten der Amphibolite viel Titanit (gelegentlich mit Körnern von Titaneisen).

Der Amphibolit unter Folmart ist ein gebänderter Biotitamphibolit; die Bänderung wird hervorgerufen durch den Wechsel von Lagen aus Hornblende und Biotit mit solchen, welche bei feinerem Korn außer den farbigen Gemengteilen auch in größerer Menge farblose enthalten (Albit und Zoisit).

Eine reiche Folge von Amphiboliten ist im Tschrinbachgraben bei Prad erschlossen. Das Profil Nr. 20, Taf. VII (IV), gibt ein Bild ihrer Massenentwicklung. Bei mehreren der größeren Lager tritt am Rand eine intensive Wechsellagerung in dünnen Lagen mit phyllitischen Schiefern und mit dem Phyllitgneis ein. Diese zahlreichen und teilweise so mächtigen Lager keilen aber nach beiden Seiten hin sehr rasch aus; die Lager im Ausgang der Bachschlucht kommen in den Gräben von Nauhof und unter Platzgernaun wieder unter die Moränenbedeckung zum Vorschein, am Nickbach sind aber nur mehr wenige schmächtige Lagen davon zu sehen und weiter östlich kommen sie nicht mehr zutage.

Die mächtigen Lager aber, welche der Tschrinbach zwischen den Höhenlinien 1300 *m* und 1500 *m* durchschneidet, sind zwar in dem Graben ober Daneid noch teilweise zu sehen, im Nickbachgraben aber, der nur 3·5 *km* im Streichen vom Tschrinbach entfernt ist, fehlen sie vollständig; von den obengenannten schmächtigen Lagern im untersten Teile aufwärts beobachtet man bis 1600 *m* hinauf durchweg Phyllitgneis. Zum Teil ist an diesem Verschwinden wohl auch eine Störung schuld: man sieht im Graben ober Daneid zwischen 1500 *m* und 1600 *m* einen Amphibolit NNW—SSO streichen bei sehr steilem Fallen nach NNO. Darüber streichen die Phyllitgneise NO bei nahezu seigerer Aufrichtung und unter dem Amphibolit streicht der Phyllitgneis auch wieder ONO bei steilem N-Fallen und ebenso die darüber grabenabwärts folgenden Amphibolite. Da die Hänge zwischen den Gräben dicht mit Wald bestanden und sehr arm an Aufschlüssen sind, ist ein genaues Verfolgen des Auskeilens und Verwerfens der Amphibolite nicht möglich. Ebenso rasch ist das Verschwinden der Amphibolite gegen Westen: In dem Graben, der von der Schmelz bei Prad östlich an dem Hofe Verklair vorbei zum Prader Berg hinaufzieht, sind nur zwischen Verklair und dem nach Folnair führenden Wege zwei geringmächtige Lager von Amphibolit im Graben aufgeschlossen, höher hinauf aber trifft man bis 1800 *m* nur Phyllitgneis und Granitgneis anstehend. An dem Mittelrücken zwischen beiden Gräben liegen in der dem Fortstreichen der Amphibolite entsprechenden Höhe hauptsächlich Granitgneisblöcke; nur ein paar vereinzelte Rollstücke eines Amphibolits fanden sich, der seinem Habitus nach nicht den im mittleren Tschrinbach anstehenden, sondern den gröberkörnigen, wie die im obersten Teile des Tschrinbaches und unter der Schafhütte am Prader Berg, entspricht.

Diese Amphibolite des Tschrinbaches bilden nämlich auch petrographisch eine eigene Gruppe, indem sie einen grünschieferähnlichen Habitus besitzen. Sie sind sehr feinkörnig bis dicht, dunkelgraugrün und gut schiefrig, auf den Schieferungsflächen schuppenweise glimmerglänzend. Oft sind kleine Pyritkriställchen mit freiem Auge zu sehen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt aber, daß ihre Zusammensetzung und Struktur durchaus die von Amphiboliten ist: Hornblende (*c* lauchgrün, *a* blaßgelblichgrün) und die von zahlreichen Mikrolithen erfüllten Feldspate (Albit) bilden die Hauptbestandteile. In manchen Lagen ist nur sehr wenig Feldspat, meistens aber in beträchtlicher Menge. Stets sind Titanminerale (Titanit, Rutil) vorhanden und Erze (Pyrit, Titaneisen). Sekundäre Bestandteile sind Epidot, Zoisit, Biotit, Chlorit, Quarz und Calcit. Die meisten der Probestücke brausen auch auf beim Betupfen mit Salzsäure.

Das kleine Amphibolitlager, das über dem obersten von Mitteregg heraufkommenden Wege ansteht, und noch mehr die am Prader Berge und zuoberst im Daneider Graben schließen sich im Gesteinscharakter den anderen Amphiboliten der Gegend an; sie sind grobkörniger, die Hornblende besser ausgebildet; die Feldspate kommen schon makroskopisch gut zum Vorschein mit ihren glitzernden Spaltflächen. Der erstgenannte ist mikroskopisch auch granatführend.

Die zwischen den Tschrinbachamphiboliten liegenden glimmer-



schieferähnlichen Schiefer sind auch der mikroskopischen Untersuchung nach Phyllitgneise; akzessorisch tritt in ihnen auch Staurolith auf. Die Schiefer, welche in feine Wechsellagerung mit den Amphiboliten treten, sind makroskopisch feinschiefrig, die Spaltflächen grünlichgrau und glimmerglänzend. Er besteht hauptsächlich aus Quarz, Muskovit und Chlorit — letzterer wahrscheinlich aus Muskovit entstanden — und einzelnen großen Feldspatkörnern (ohne Zwillingsstreifung, Lichtbrechung geringer als bei Quarz). Außerdem enthält das Gestein, schon makroskopisch sichtbar, Pyrit und Rutil in wohlausgebildeten Kriställchen bis zu 2 *mm* Größe.

Außer den besprochenen großen, mächtigen Amphibolitlagern tritt noch eine beträchtliche Anzahl ganz kleiner, schmächtiger Amphibolitlager oder Linsen auf, welche sich auch größtenteils in einer Zone des Gneises ansammeln, nämlich in der Übergangszone zu den Laaser Schichten. Diese Zone wird markiert durch die Vorkommen am Prader Berg, obersten Teil des Tschrinbachgrabens, Nickbachgraben, Muttersеck, Nordgehänge des Saurüssel. Ich beobachtete ungefähr zehn solche kleine Vorkommen, es sind aber jedenfalls noch mehr herum, die, in Wald und Schluchten versteckt, wegen ihrer Kleinheit der Beobachtung entgingen. Es sind typische hochkristalline Amphibolite. Abweichend davon ist der Amphibolit, der an der Talstufe zwischen oberer und unterer Tschengelseralpe ansteht; er liegt wohl schon innerhalb der Laaser Schichten. Es ist nämlich ein ziemlich grobkörniger, schwach schiefriger Biotitamphibolit, dessen Biotit gleichaltrig mit der Hornblende ist. Der Biotit ist in seltenen Fällen parallel verwachsen mit der Hornblende. Feldspat und etwas Quarz sind in sehr geringer Menge als Zwischenklemmungsmasse zwischen den dunklen Bestandteilen vorhanden. Die Übergemengteile sind die allverbreiteten: Titaneisen mit Titanitrand und Apatit.

II. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer (Laaser Schichten).

Mit letzterem Namen bezeichnete ich in der geologischen Beschreibung der Ultener Berge jene Schichtgruppe, welcher die Laaser Marmore angehören und die vom Eingange des Martelltales an den Fuß des Ulten-Vintschgauerkammes bis gegen Naturns hin bildet.

Untersucht man die Laasergruppe, so heben sich bald drei Zonen voneinander ab. Der Fuß des Gebirges im Norden besteht aus Phyllitgneisen und ihren Amphiboliten; der ganze südliche Teil — es ist dies der weit größere der ganzen Gruppe — besteht aus Quarzphyllit und zwischen beide schiebt sich eine Zone von Gesteinen ein, die zwischen Phyllitgneis und Phyllit hin und her schwanken, zum großen Teil Glimmerschiefer sind und jene Marmore als Einlagerungen enthalten. Diese Zone nimmt den oberen Teil des Nordgehänges der Gruppe ein, senkt sich aber gegen O bis ins Tal herab. Das sind die Laaser Schichten.

Der unruhige, wechselnde Gesteinscharakter ist bezeichnend für diese Schichten. Sie heben sich nur in ihrer Gesamtheit von den



anderen Schiefern heraus und es ist im einzelnen für den Feldgeologen oft eine unmögliche Aufgabe, genaue Grenzen anzugeben; es wurde ja auch schon in der oben angegebenen Beschreibung der Ultentaleralpen darauf hingewiesen, daß bei dem Streifen der Laaser Schichten, welche dort den Gebirgsfuß bilden, eine genaue Abgrenzung von den Schiefergneisen undurchführbar ist, da die Laaser Schichten dort den gleichen gneisigen Charakter haben wie jene.

Auch noch am Eingange des Martelltales an der Ostseite (rechte Talseite) tragen die Schiefer den Habitus von quarzreichen Schiefergneisen, ähnlich denen ober Tarsch, an manchen Stellen von Pegmatit durchädert. Nur ober Kratzeben tritt schon hier Staurolithglimmerschiefer auf. Zwei mächtige Marmorlager sind eingeschaltet und stellen den östlichen Anfang der mächtigen Marmorlager, die von hier bis ins Laasertal zusammenhängend zu verfolgen sind, dar. Auf der anderen Talseite sind in der unmittelbaren Begleitung der Marmorlager noch die feinkörnigen glimmerigen Schiefergneise wie jenseits der Plima, zu beiden Seiten davon liegen aber Phyllitgneise und Glimmerschiefer und granathältige Staurolithglimmerschiefer und diese letzteren nehmen gegen W hin ganz überhand. Der Kamm, der vom Laaserspitz (Orgelspitz) zum Weißwandl und Göflaner Schartl zieht, besteht fast ganz aus Staurolithglimmerschiefer und ebenso auch der Kamm Orgelspitz—Jennewand und die Schwarze Wand (NW-Grat des Laaserspitz). Die Marmorlager ziehen vom Göflaner Schartl unter dem Weißwandl durch zur Jennewand und diese aufbauend ins Laasertal hinüber. In diesem Teile sind sie am mächtigsten. Nördlich dieses Hauptmarmorstriches erscheint Marmor noch in mehreren kleineren Lagern im Tafrazergraben und an der Kleinalm. (Über ihren Zusammenhang mit den obigen siehe weiter unten.)

Im Tafrazergraben treten noch Staurolithglimmerschiefer in Begleitung von Marmor auf. Ebenso stehen am Fuße des Gebirges zwischen Morter und Holzbruck (Eichberg) solche Granatstaurolithglimmerschiefer an, die ebenfalls zu den Laaser Schichten zu zählen sind. Im Göflanertale aber und von dort an westlich finden sich nördlich des Marmorstriches keine Staurolithschiefer mehr; die an den Marmor angrenzenden Schiefer sind an der Nordseite der Jennewand („Untere Alpe") Glimmerschiefer (teilweise granatführend). Im Laasertale aber sind die den mächtigen Marmorlagern über- und untergelagerten Schiefer phyllitisch und nähern sich in ihrer Gesteinsart schon sehr den Quarzphylliten, besonders jene Ausbildung, wie sie im nördlichen Ultentalerkamme auftritt.

Jenseits des Laaserbaches verschwinden die Marmore teilweise ganz, teilweise setzen sie sich in Gestalt sehr schmächtiger Kalklager noch auf die andere Talseite fort. Die Schiefer dieser Talseite sind hauptsächlich Glimmerschiefer. Ein großer Teil der Laaser Schichten keilt nun hier zwischen den mächtigen Lagern des Angelusaugengneises aus und nur eine relativ geringmächtige Zone von Laaser Schiefern ohne Kalkeinlagerungen setzt sich gegen Westen über Gufeljoch und Tschengelserköpfl bis zum Praderberg fort, wo sie unter der Verborgenen Blais verschwinden. Es sind hin und hin im wesentlichen Glimmerschiefer mit Übergängen in Phyllitgneis, letzterer besonders

weiter westlich. Gelegentlich sind in den Laaser Schiefern schmächtige Amphibolitlager zu treffen (Tschengelserköpfl, Laaseralmen, Schwarze Wand, Mitterwandlkopf, Nordausläufer der Jennewand, Weißwandl, Eingang des Martelltales), manchmal auch im Marmor (Schwarzwandgraben, Tarsch). Pegmatite treten bei Tarsch und am Eingange des Martelltales häufig und in starken Lagern auf, am Kamme vom Weißwandl gegen Osten sind auch noch mehrere Lagergänge davon zu treffen, weiter gegen Westen traf ich aber keine mehr. Quarzite beteiligen sich in den Übergangszonen gegen die über- und unterlagernden Schichten dort und da an der Zusammensetzung der Schichten.

Dies ist in großen Zügen das Gesteinsbild der Laaser Schichten.

Zur Petrographie der Laaser Schichten.

Die Schiefergneise ober Latsch und die gleichen weiter westlich auftretenden Gneise der Laaser Schichten bedürfen keiner weiteren Beschreibung. Sie wurden schon anderenorts beschrieben. Eine der verbreitetsten Gesteinstypen, der Glimmerschiefer, entspricht so ziemlich dem allgemein geläufigen Begriffe dieses Gesteines. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt er sich meistens etwas feldspatführend. An manchen Orten tritt schon makroskopisch der Granat hervor in schrotkorngroßen Kriställchen (Nordfuß der Jennewand, Göflaneralm), viel verbreiteter noch ist er in mikroskopischer Größe. Unter den Übergemengteilen ist Turmalin einer der öfter anzutreffenden. Auch bei diesen Glimmerschiefern und Gneisglimmerschiefern ist das Hervortreten besser ausgebildeter Biotitblättchen ganz wie bei den Latscher Gneisen sehr häufig zu beobachten. Wo die Schiefer phyllitisch werden, wie in der Umgebung der Marmore im Laasertal, überzieht der Muskovit in Häutchen die Spaltflächen.

Eine petrographisch neue Gesteinsart gegenüber den aus diesem und den anderen Teilen der Ortleralpen beschriebenen sind die Staurolithglimmerschiefer.

In der typischen Ausbildung, wie sie am Weißwandl z. B. anstehen, sind es sehr glimmerreiche Gesteine von ausgesprochen schieferiger Textur. Die Spaltflächen des Gesteines sind bedeckt mit Häuten oder dichtgescharten Schuppen von lichtem Glimmer und aus ihnen treten kleine Staurolith- und Granatkriställchen hervor. Im Querbruche erblickt man vorwiegend dünne Quarzlagen, außerdem aber häufig quer zur Schieferung stehende kleine Biotitblättchen. Die Staurolithe erreichen in den Schiefern des Umkreises Laaserspitz—Göflan—Morter selten 0·5 *cm* Größe. Außer der oben geschilderten Verbreitung stehen Staurolithglimmerschiefer aber auch im Lyfi-, Peder- und im Suldener Rosimtal an, wo sie in der Tiefe der Täler wieder unter dem Phyllit zum Vorscheine kommen. Das Grundgewebe des Gesteines hat hier großenteils einen ganz phyllitischen Charakter und die Staurolithe sind bedeutend größer und kristallographisch schön ausgebildet. Die rötlichbraunen undurchsichtigen Kristalle erreichen hier häufig 2 bis 3 *cm* Länge; manche Flächen des Gesteins sind krustenartig mit Staurolithkristallen überdeckt. Die Kristalle zeigen stets das Prisma

(110), sehr oft kombiniert mit dem Brachypinakoid als schmale Seitenflächen, selten die Basis und das Makrodoma. Zwillinge sind ziemlich selten. Auch hier fallen im Querbruche besonders bei denen von der Schildplatte im Pedertale die quergestellten Biotitblättchen auf.

U. d. M. erscheinen die Staurolithschiefer vom Weißwandl, Morter etc. bedeutend biotitreicher, als es dem freien Auge erkennbar ist. Biotit ist hier der vorwaltende Glimmer, der sich auch zu dicken Strähnen zusammenschart. Er ist großenteils gebleicht und daher kommt das scheinbare Vorwalten des Muskovits. Zwischen den Glimmern ist der Quarz lagenweise verbreitet, der in einzelnen Schliffen Kataklase zeigt, ebenso wie der Glimmer. Als Porphyroblasten stecken in diesem Grundgewebe die Staurolithe und Granaten. Die ersteren zeigen die schon makroskopisch sichtbaren Kristallformen und sind lebhaft gelb gefärbt. Die im ganzen Gesteine vorhandenen Magnetitkriställchen und graphitischen Imprägnationen geben durch ihre Anordnung im Staurolith Andeutungen von helizitischer Struktur. Der Staurolith zeigt Umwandlung in glimmerige Aggregate und in Chloritoid. Sein Pleochroismus ist schwach (sehr blaßgelblich zu kräftig gelb). Bei den Staurolithphylliten der Schildplatte im Pedertale besteht das Grundgewebe des Schiefers aus Muskovit und wenig Quarz und der Biotit tritt als Porphyroblast auf neben dem Staurolith und Granat. Diese beiden zeigen deutliche helizitische Struktur.

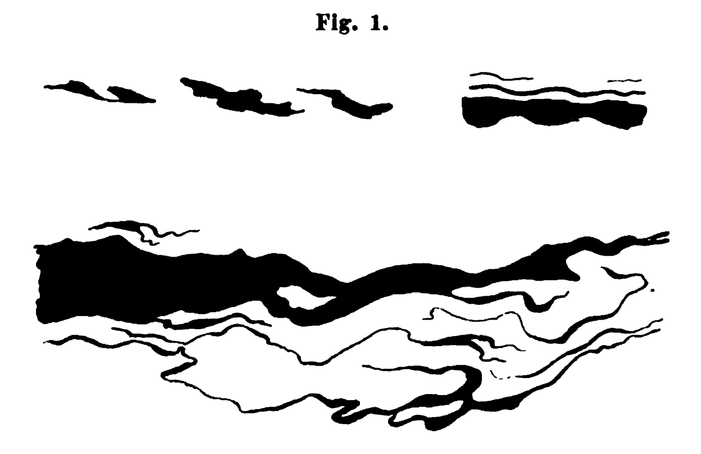
Es wurde oben schon angeführt, daß auch Amphibolite in den Laaser Schiefern auftreten. Der größte derartige streicht vom Südgrat der Jennewand an unter der Schwarzen Wand durch ins Laasertal hinüber; vorausgesetzt, daß diese beiden durch Schutt getrennten Teile wirklich zusammenhängen, würde er eine sichtbare Länge von 1·7 *km* im Streichen bei etwa 10—20 *m* Mächtigkeit haben. Die anderen sind alle von bedeutend geringerem Ausmaß, oft nur wenige Dezimeter mächtig und ein paar Meter Länge im Streichen. Im Marmor liegen am Eingang des Schwarz-Wandgrabens (rechte Seite des Laasertales) mehrere wenige Dezimeter mächtige Lager von feinkörnigem Amphibolit. Ebenso ist im Tarscher Steinbruch ein Biotitamphibolit in Marmor erschlossen. Im Marmorbruch am Mitterwandl wird der Marmor durch dunkle Einlagerungen parallel der Lagerung der Schichten in 2—5 *m* dicke Bänke getrennt. Die Einlagerungen gehen aber nicht durch die ganze Masse zusammenhängend durch, sondern manche derselben verlieren sich. Die Einlagerungen haben nur Zentimeter bis ein paar Dezimeter Dicke, oft liegen mehrere feine „Schnüre" dicht übereinander; bald liegen sie flachwellig oder sind in einzelnen Fetzen zerteilt oder sie sind vielfach mit dem Kalke verfaltet und verknetet, wie dies in der umstehenden Zeichnung Figur 1 zu sehen ist. Weinschenk gibt bei der Besprechung dieser Einlagerungen ebenfalls eine Zeichnung von einer solchen Lage oberhalb des Bruches. Auch die Amphibolite im Tarschersteinbruch sind mit dem Kalke verfaltet. Die Einlagerungen am Mitterwandl sind graugrüne, nahezu dichte schwachschiefrige Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die einen von ihnen aus Biotit, Feldspat, sehr wenig Quarz und Hornblende, viel Klinozoisit und Erz (Pyrit und Magnetit) bestehen. Die Feldspate bilden feinkrümmelige Aggregate, ihre Lichtbrechung ist kleiner als



die des Quarzes, sie scheinen keine Lamellierung zu besitzen und sind erfüllt von kleinen Kriställchen von Klinozoisit. Hornblende findet sich nur in wenigen Kriställchen von bläulichgrüner Farbe. Auch ein Staurolithkristall fand sich, ringsum besetzt mit einer Borste von kleinen Zoisitkriställchen. Am Rande gegen den Marmor tritt eine Wechsellagerung mit Lagen von Calcit bei unscharfer Begrenzung der Lagen auf. Andere Proben enthalten gar keine Hornblende, mehr Quarz und als Übergemengteil kleine Kriställchen Turmalin und Titaneisen mit Leukoxen und Feldspäte (gleich wie oben). Hier ist schwache Kataklase vorhanden. Die erste Art gehört also in die Gruppe der Grünschiefer, letztere schließt sich mehr den Phyllitgneisen an; Weinschenk gibt außer diesen Typen auch einen granatführenden Schiefer mit Turmalin- und Chloritoidgehalt an.

Die Amphibolite (Grünsteine) im Marmor sind nach Weinschenk als basische Eruptivgesteine aufzufassen, welche vor der

Fig. 1.



Schiefereinfaltungen im Marmorsteinbruch am Mitterwandl.

Metamorphose beider Gesteine mit dem Marmor, bezw. Kalk in dieser verwickelten Weise zusammengefaltet wurden. Zum Teil sind diese Einlagerungen auch Sedimente und auch die Grünsteine ließen sich wohl als Tuffe auffassen, die auf, bezw. zwischen den Kalklagern sich ablagerten und wofür die Mischzonen am Rande sprechen. Ein sicher gangförmiges Auftreten dieser Amphibolite und Grünsteine habe ich im Laasergebiet nicht gesehen.

Von besonderer Bedeutung in den Laaser Schichten sind die Marmore. Es sind größtenteils reinweiße, mäßig feinkörnige Marmore, die nur sehr wenig akzessorische Gemengteile (Quarz, Glimmer) enthalten. Schlieren- und lagenweise sind sie durch graphitische Einstreuungen getrübt. In Lagen oder unregelmäßig umgrenzten Teilen enthält er Dolomitspat beigemengt, der sich stellenweise bis zur Ausbildung reinen Dolomits anreichert. An der Grenze gegen die Schiefer treten schmale silikatreiche Mischzonen (Kalkglimmerschiefer) auf. Die Absonderung ist in den mächtigen Lagern eine sehr dickbankige, in den

schmächtigeren Lagern tritt auch dünnere Plattung auf. Mit den Schiefern stehen die Marmore in lebhafter Wechsellagerung, beide keilen vielfach ineinander aus. Die mächtigsten Lager haben eine Mächtigkeit von 100 und mehr Metern. Es liegen aber fast immer mehrere Lager dicht übereinander, z. B. an der Jennewand drei mächtige und ein dünneres. Verteilung und Zahl der Lager ist am besten aus den Profilen und der Karte abzulesen, so daß sie hier nicht aufgezählt zu werden brauchen. Im Laasertal keilen die Marmore von der einen auf die andere Talseite hinüber auffallend rasch aus; an der östlichen Talseite haben sie ihre mächtigste, an der westlichen nur mehr eine verschwindend geringe Vertretung; ein derartiges rasches Auskeilen nach den Seiten und eine vielfache Übereinanderlagerung von Marmorlagern in einer Profillinie ist mehrfach zu sehen und stimmt überein mit den Beobachtungen an den Kalken im obersten Martelltal. An engumschriebenen Stellen hat durch viele Horizonte hindurch immer wieder Kalkablagerung stattgefunden, während nebenan durchgehends kein Kalk oder nur vereinzelt Kalk zur Ablagerung kam. So treten z. B. in dem Graben ober Tafraz eine ganze Reihe von Kalklagern übereinander auf, die schon in den nächstanstoßenden Gräben nicht mehr zu sehen sind. Immerhin ist das mächtigste Kalklager auf 6 *km* hin (wenn man von einer fraglichen Unterbrechung absieht, sogar auf 10 *km* weit) ununterbrochen im Streichen zu verfolgen.

Ihre Bedeutung liegt in erster Linie in ihrer technischen Verwendbarkeit, indem sie zu Statuen und zu Ziersteinen verarbeitet werden. Die für Statuen besttauglichen Teile sind dem besten Karraramarmor und dem parischen Marmor an Schönheit und Reinheit ebenbürtig und übertreffen diese durch größere Wetterfestigkeit. Allerdings ist er dafür auch schwerer zu bearbeiten. Wie leistungsfähig in Rücksicht auf die Größe der Blöcke er ist, bezeugen die in den verschiedensten Städten stehenden Denkmale aus Laaser Marmor, so das Moltkedenkmal (Rauminhalt des rohen Blockes über 31 m^3) in Berlin, der Parlamentsbrunnen in Wien, der Monumentalbrunnen in Philadelphia usw. Er wird gegenwärtig (1904/05) nur in zwei Steinbrüchen abgebaut; der eine befindet sich am Mitterwandl im Göflanertal, in ungefähr 2200 *m* Seehöhe, und wird grottenartig in den Berg hinein gebaut. Dieser ist es, der vor allem den Statuenmarmor liefert; der zweite befindet sich im unteren Laasertal in ungefähr 1600 *m* Seehöhe und wird fast nur zur Gewinnung von Ziersteinen abgebaut. Alte Brüche befinden sich östlich von Tarsch (Tassenblon), zu beiden Seiten des Einganges ins Martelltal, zwei am Nord-, beziehungsweise Westfuß der Jennewand, zwei auf der Göflaneralpe und einer etwas innerhalb des noch betriebenen im Laasertal.

Über die petrographische Beschaffenheit und besonders auch über die technische Verwendung dieser Marmore hat Weinschenk [1]) in der Zeitschrift für praktische Geologie 1903 eine eingehende Dar-

[1]) Auch bei Lindemann, Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen etc., Neues Jahrb. f. Min. etc. 1904, pag. 197 findet sich eine kurze Darstellung darüber.



stellung gegeben, auf welche hier, um Wiederholungen zu vermeiden, verwiesen werden kann.

Weinschenk sieht die Marmore und ihre Begleitschiefer für piëzokontaktmetamorph an; die wirkende Kraft dazu bot die Intrusion des Martellgranits, während dessen Empordringen Kalk und Schiefer, beziehungsweise Mergel und die basischen Eruptiva plastisch deformiert wurden und während und nach dessen Erstarrung die dem Magma entweichenden heißen gasförmigen Mineralbildner die Umkristallisierung der Sedimente unter hohem Drucke bewirkten. Zeuge dieser Pneumatolyse sei der im Schiefer und Kalk auftretende Turmalin.

Von Naturns bis zum Eingang des Martelltales sind die Laaser Schichten von zahlreichen Pegmatitlagern durchzogen und diese haben tatsächlich in den umgebenden Schiefern auf geringe Entfernung um sie herum an vielen Orten Turmalinbildung hervorgerufen. Auf diese Art ist gewiß auch der von Weinschenk und Lindemann in silikatreichem Kalk bei Tarsch gefundene Turmalin entstanden und der von Lindemann im Kalkglimmerschiefer vom Mitterwandl oder Laasertal (der Fundort ist nicht genauer angegeben) gefundene Turmalin. Darauf beschränken sich aber auch die Zeichen von Kontaktmetamorphose! Denn wenn Lindemann in der Zusammenfassung der Ergebnisse über die Vintschgauer Marmore sagt, daß sich „in den Laaser Marmoren eine ganze Reihe von Kontaktmineralien finden“, so ist dies wohl eine unberechtigte Verallgemeinerung. Die von ihm angeführten „Kontaktmineralien“: Phlogopit, strahlsteinartige Hornblende, lichter Augit, und Mineralien der Epidotgruppe finden sich, wie aus seinen (und Weinschenks) eigenen Angaben hervorgeht, nur in den Mischzonen am Kontakt mit den Schiefern und in den Kalkglimmerschiefern, in denen ihre Entstehung ebensogut auch durch Regionalmetamorphose erklärbar ist. Diese Zonen verschwinden aber an Menge gegen die riesigen Massen des eigentlichen Marmors, der nur Quarz, Glimmer und Erze als Akzessorien enthält. Ebenso ist es eine wohl aus Unkenntnis der Marmore in ihrer ganzen Ausdehnung hervorgegangene Verallgemeinerung, wenn Lindemann von dem „überall beobachteten Auftreten von Pegmatiten im Marmor“ spricht. In der Hauptmasse des Kalkes, nämlich am Massiv der Jennewand, vom Göflaner bis ins Laasertal, fehlen größere Pegmatitlager (wie jene in Tarsch etc.) vollständig; kleine Adern dieser Art mögen vielleicht als Seltenheit vorkommen, ich habe aber trotz sehr eingehender Begehung des ganzen Terrains in diesem Teile auch solche nicht gefunden.

Eher könnte man wohl als Zeichen einer kontaktmetamorphen Entstehung die Staurolithglimmerschiefer ansehen, deren Vorhandensein Weinschenk und Lindemann, ihren Schriften nach zu schließen unbekannt geblieben ist, die aber in weitester Ausdehnung die Marmore begleiten — allerdings gerade nicht bei den Steinbrüchen von Tarsch, Göflau und Laas. Staurolithglimmerschiefer als Produkt der Kontaktmetamorphose sind durch Becke[1]) aus dem

[1]) Becke, Vorläuf. Bericht üb. d. geol. Bau u. die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvaterberg). Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien 1892, pag. 289.

Altvatergebirge bekannt geworden, ferner durch Salomon[1]) aus der Adamellogruppe und auch aus anderen Gegenden[2]).

Es sprechen aber mehrere Umstände dagegen, daß die Staurolithglimmerschiefer und damit die ganzen Laaser Schichten hier durch eine derartige Kontaktmetamorphose ihren petrographischen Charakter erhalten haben, nämlich: die Lage der Staurolithschiefer zu den Pegmatiten und ihr Fehlen an den anderen die Pegmatite einschließenden Schiefern. Ober Tarsch, wo viele und mächtige Lager dieser Pegmatite aufsetzen, fehlen die Staurolithschiefer ganz, während sie vom Weißwandl hinüber zum Laasertal sehr mächtig sind, Pegmatite dagegen fast ganz fehlen. Ebenso sind die Staurolithschiefer von Holzbruck-Morter weit weg von größeren Pegmatiten, die Staurolithschiefer des Rosim-, Peder- und Lysitales sind, besonders die ersten zwei, weit weg von jedem Pegmatit. Man müßte annehmen, daß sich die Lager des Marteller Granits viele Kilometer weit unter die nördlichen Laaserberge hinein fortsetzen, ohne trotz der starken Auffaltung und tiefen Erosion je zum Vorschein zu kommen, abgesehen davon, daß das Fehlen der Staurolithschiefer im Gebiet Martell—Naturns immer noch unerklärt bliebe. Es fehlen aber die Staurolithschiefer überhaupt im ganzen übrigen Umkreis der Marteller Granitmasse und die auf ihm liegenden Phyllite sind nur auf ganz kurze Entfernung vom Kontakt hin metamorphosiert. Zwischen die großen Lager des Marteller Granits und den Staurolithglimmerschiefer schiebt sich von Salt bis zum Laaserspitz eine Zone nicht metamorphischen Phyllitgneises ein; man müßte also die unhaltbare Annahme machen, daß die Kontaktwirkung erst in einiger Entfernung vom Kontakt zu wirken begonnen habe[3]). Was für diese Staurolithschiefer gilt, besteht aber auch für die ganzen Laaser Schichten. Das Auftreten der Marmore und der verschiedenen Begleitschiefer ist noch viel weniger in seiner petrographischen Ausbildung abhängig von der Verteilung der Granite und Pegmatite.

Der petrographische Charakter der Laaser Schichten und auch ihre geologische Stellung führen daher zu dem Schlusse, daß sie regionalmetamorphe Sedimente sind, die einen bestimmten Horizont in der Reihe der kristallinen Schiefer hier einnehmen.

Stratigraphische Stellung.

Die Profile Nr. 1—7 (Fig. 2) und 8—13 (Taf. XVI [III]) geben ein Bild von der Lagerung der Laaser Schichten, die eingelagerten Marmore bieten die Leitformen zur Erkenntnis der Auffaltung. Sie bilden im Osten eine einfache Mulde, welche sich aber gleich steiler aufrichtet — der Nordflügel wird durch eine Verwerfung gestört — dann kippt die Mulde nach N über, und zwar derart, daß der Süd-

[1]) Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Berlin 1901, pag. 182.

[2]) Weiß, Der Staurolith in den Alpen. Zeitschr. d. Ferdinandeums, Innsbruck 1901, pag. 129.

[3]) Die von Salomon an der Ostseite der Adamellomasse beobachteten Staurolithkontaktschiefer treten auch erst in größerer Entfernung vom Kontakt auf, zwischen ihnen und dem Tonalit liegt aber ein innerer Kontaktsaum aus Hornfelsen.



Fig. 2.

N S

Profile über den Nörderberg und den Tafrazergraben

Prof. 1 Eingang des Martelltales, linkes Gehänge
" 2 Eichberg-Salt
" 3 Holzbruck-Sonnenwand-Ebener Wald } Ausser Nördersbg.
" 4 Folmart
" 5, 6 und 7 Tafrazergräben (6 Weisshaser)

Maßstab 1:30.000.

gn = Schiefer der Phyllitgneisgruppe. — *gl* = Glimmerschiefer. — *st* = Staurolithglimmerschiefer. — *m* = Marmor. — *q* = Quarzite und quarzitischer Phyllitgneis. — *a* = Amphibolit. — *P* = Pegmatit. — *A* = Augengneis.

flügel sehr steil S fällt, während der Nordflügel ganz flach liegt. Im Laasertal erkennt man, daß diesem steilen Südflügel ein eben so steil aufgerichteter und gegen Süden sich rasch verflachender Sattel mit eng zusammengeklappten Schenkeln entspricht. Die tiefer liegenden Marmorlager haben aber diese steile Auffaltung gar nicht mehr mitgemacht, sondern bilden nur mehr einen flachen Giebel, der sich gegen Westen verliert, das heißt in die aus dem flachen Nordschenkel hervorgehende Aufwölbung übergeht. In dem südfallenden Schenkel dieses Gewölbes gehen die Staurolithschiefer, beziehungsweise weiter westlich die Glimmerschiefer ganz allmählich in die Quarzphyllite im Hangenden über; eine scharfe Grenze beider ist nicht angebbar. Wo auf den Glimmerschiefern die Augelusaugengneise liegen, sind die diesen letzteren ein- oder übergelagerten Schiefer ebenfalls Quarzphyllite. Die Laaser Schichten sind demnach älter als die Quarzphyllite. Schwieriger ist es, das Altersverhältnis zu den Phyllitgneisen zu bestimmen, von welchen jene nördlich umsäumt werden, um so mehr, als hier die Gesteinsverschiedenheiten oft viel geringer und die Aufschlüsse viel schlechtere sind. Das letztere gilt besonders von dem Gelände zwischen Morter und den Göflaner Brüchen. Auf der Klein- und Göflaneralm liegen die Marmore und ihre Schiefer flach auf den das tiefer darunterliegende Gehänge bildenden nordfallenden Gneisen. Westlich davon, an den Nordabsenkern der Jennewand, liegen Gesteine, die ihrer Tracht nach den Phyllitgneisen zugerechnet werden müssen (Phyllitgneise wechsellagernd mit feinkörnigen Quarzitgneisen), deutlich auf den Granatglimmerschiefern und unter letztere einfallenden Marmoren. Vom Laasertal westlich bis zum Tschrinbach (bei Prad) aber herrscht das Verhältnis, daß Phyllitgneis und Glimmerschiefer zusammen ein Gewölbe bilden, dessen Nordschenkel erstere, dessen Südschenkel aber letztere bilden, mit der Besonderheit aber, daß der Scheitel des Gewölbes bald von den steilstehenden Schichten des einen, bald denen des anderen gebildet wird. Es müssen also entweder sehr starke tektonische Störungen oder eine vollständige oder teilweise Äquivalenz der Schichten vorliegen. Ich bin durch die Untersuchung zu der Anschauung gekommen, daß beides vorliegt. Es wurde schon oben angegeben, daß gegen Westen zu die Laaser Schichten ihren selbständigen Gesteinscharakter verlieren und in Phyllitgneis übergehen. Dasselbe ist bei Latsch vorhanden und im Kamm östlich des Weißwandl liegen in den Glimmerschiefern Zwischenlagerungen gneisiger Gesteine. Es ist also tatsächlich ein Übergang zwischen beiden Gesteinen vorhanden und die Profile westlich des Laasertales lassen sich daher am einfachsten durch eine wenigstens teilweise Gleichaltrigkeit von Laaser Glimmerschiefer und Phyllitgneis erklären. Damit stimmt auch die Beobachtung überein, daß in den nordfallenden Phyllitgneisen gelegentlich Lagen auftreten, die ganz den Charakter der Laaser Glimmerschiefer haben, so bei Spießhof (Innernörderberg) und im östlichen Ast des Schgumsergrabens (zwischen Schgums und Parnetz).

In den Profilen vom Göflanertale und in denen östlich davon liegt der Laaser Glimmerschiefer auf den Phyllitgneisen und diese Lage ist in Übereinstimmung mit der Tektonik als die seinem Alter



entsprechende anzusehen. Hier ist er am stärksten entwickelt und jünger als der Teil der Phyllitgneise, auf dem er hier liegt. Die Richtigkeit dieser Annahme wird bestätigt durch den Vergleich mit anderen Gebieten der Zentralalpen, deren Erforscher den Granatglimmerschiefer ebenfalls zwischen Gneis und Phyllit einreihen.

In dem Gebiete zwischen Göflaner- und Laasertal ist dann die Annahme von Störungen in Gestalt einer steilgerichteten Aufschiebung der älteren auf die jüngeren Schichten in jedem Falle notwendig, auch wenn die im obersten Teile der beiden kleinen Seitenkämme auf dem Glimmerschiefer liegenden quarzitischen Gneise als zum Laaser Schiefer gehörig angenommen werden; denn in der Rinne gegen Tarnell hinab liegen wieder die Phyllitgneise auf dem Laaser Glimmerschiefer. Im Anstehenden zeigen, läßt sich diese Störung jedoch nicht. Daß aber solche Störungen in diesem Teile des Gebirges vorhanden sind, ist durch die Bruchlinien am Nörderberge und ober Tschengelsburg offenbar. Über die Einzelheiten der Tektonik wird später Genaueres mitgeteilt.

Diese Auffassung, daß die Laaser Glimmerschiefer dem oberen Teile des Phyllitgneises äquivalent seien, weicht von der Staches ab, der sie dem Quarzphyllit gleichstellt.

Grubenmann[1]) stellt in seiner Zusammenstellung der europäischen Marmorlager die Vintschgauer Marmore zu den paläozoischen (Silur, Devon oder Karbon).

Ein Umstand, der anscheinend für die Bestimmung des absoluten Alters dieser Schichten von Bedeutung ist, ist die Auffindung von „Crinoidenspuren“ durch Weinschenk[2]) in den Vintschgauer Marmoren. Es handelt sich um einsprenglingsartig hervortretende rundliche, scheibenförmige oder zylindrische graue Kalkspatkristalle (bis zu 1 *cm* Durchmesser) in dem sonst feinkörnigeren Marmor. Die „Grundmasse“ des Gesteines besteht größerenteils aus Calcit, kleinerenteils aus Dolomit. Unter dem Mikroskop erscheinen jene Einsprenglinge unregelmäßig umrandet und mit den kleineren Körnern des Grundgewebes verzahnt und wie fein bestaubt. Kataklase beobachtete ich keine bei diesen Marmoren. Weinschenk wurde durch den Vergleich mit den Crinoidenresten in dem dolomitischen Marmor vom Schneeberg im Passeier zu der Annahme geführt, daß auch diese Reste Crinoidenreste seien. Es muß auch zugegeben werden, daß diese Annahme große Wahrscheinlichkeit für sich hat; allerdings als vollständig sicher, glaube ich, kann man diese Deutung doch noch nicht ansehen. Es ist einerseits auffallend, daß im Vintschgauer Marmor, trotzdem diese hervortretenden Kalkspäte im Marmor ziemlich häufig zu sehen sind, gar nirgends deutlichere Crinoidenreste wie in jenen vom Schneeberg zu finden sind — da im Schneeberggestein Crinoiden und Gesteinsmasse aus demselben Mineral, nämlich aus Dolomit, bestehen, liegen da die Auswitterungsmöglichkeiten nicht günstiger als in Tarsch, wo beide Teile hauptsächlich aus Kalkspat bestehen —

[1]) U. Grubenmann, Einteilung, Benennung und Beurteilung der natürlichen Bausteine etc. Offizielle Mitteilungen der Schweiz. Materialprüfungsanstalt 1. Heft, 2. Aufl. 1898, pag. 29.

[2]) A. a. O. und Zeitschrift f. prakt. Geol. 1903, pag. 13.

und anderseits ist es immerhin möglich, daß solche Bildungen wie im Tarscher Marmor sich auch auf anorganischem Wege bilden könnten.

Gleichwohl, auch wenn man diese Reste bestimmt als Crinoidenreste ansieht oder vielleicht besser erhaltene Spuren noch gefunden werden sollten, so ist dies noch kein „unwiderleglicher Beweis", daß es sich nicht um präkambrische Schichten handeln kann.

Es wurde eben dargelegt, daß die Laaser Schichten einen bestimmten stratigraphischen Horizont einnehmen, und zwar unter dem Quarzphyllit. Nimmt man an, daß jene Schichten dem Kambrium oder dem obersten Algonkium angehören, als der ältesten Formation, aus der bisher Fossilien bekannt geworden sind, so müßte man für den darüberliegenden Quarzphyllit mindestens silurisches Alter annehmen. Dies stimmt aber nicht damit, daß der Nordtiroler Quarzphyllit, dem der Laaser gleichsteht, schon tief unter dem Untersilur der Dientener Schichten liegt und ebenso nicht mit den paläozoischen Ablagerungen der Karnischen Alpen, wo auch noch die silurischen Ablagerungen als nicht metamorphe, fossilführende Schichten über dem Quarzphyllit liegen. Es bleibt also nur die Möglichkeit, entweder den Quarzphyllit als oberes und die Laaser Schichten und ihre Äquivalente in den anderen Teilen der Ostalpen als Unterkambrium anzusehen oder da dies wegen der Mächtigkeit des Quarzphyllits und Kalkphyllits (und der Wildschönauer Schiefer) wenig Berechtigung hat, die Laaser Schichten und Genossen als präkambrisch (im allgemeinen, nicht im engeren Sinne von Algonkium) zu bezeichnen. In diesem Falle hätten wir also in den fraglichen Crinoiden des Laaser Marmors die ältesten bisher aus den Alpen bekannt gewordenen Fossilien vor uns; daß es schon lange vor dem Kambrium Tiere gegeben hat, ist ja aus der Entwicklungslehre mit Sicherheit zu schließen. Aus den oberen Teilen des Algonkiums sind ja auch solche schon bekannt.

In dem Kamme, der vom Passeirer Schneeberg, dem obenerwähnten Crinoidenfundorte, zum Jaufenpaß zieht, tritt eine Gesteinsfolge auf, die petrographisch der von Laas entspricht, bestehend aus Glimmerschiefern, Staurolithglimmerschiefern, Amphibolit und Marmor, welch letzterer nach Osten hin durch das Ratschingesertal zur Gilfenklamm bei Sterzing zieht und unter den technisch und künstlerisch verwendbaren weißen Marmorsorten nach dem Laaser Marmor in Tirol an zweiter Stelle steht. Die Crinoidendolomite vom Schneeberg gehören aber nicht diesem Komplex an, sondern einer davon verschiedenen, wahrscheinlich jüngeren Schichtfolge [1]), die andere Schichtreihe zieht über das Passeiertal hinüber ins Pfeldertal und erscheint — zufolge den Darstellungen Staches und teilweise meinen eigenen Beobachtungen — nach einer Unterbrechung im Schnalsertale wieder am Zerminiger bei Schlanders und in der Bergkette nördlich von Eyrs, gegenüber den Bergen von Laas.

Die Ratschingser Gesteine entsprechen den Gesteinen der Schieferhülle der Hohen Tauern und die Laaser Schichten erinnern

[1]) Auch Frech bezeichnet in seinem „Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen" (Wiss. Erg. z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereines, 2. Bd., 1. Hft. pag. 58) die Ratschingser Marmore als älter.



an die untere Abteilung derselben, „die aus kalkarmen oder freien Silikatgesteinen besteht, denen gelegentlich größere reine Kalklager eingeschlossen sind“ [1]). Die Analogie wurde bereits von Stache [2]) betont, der die Laaser Schichten zu den „kristallinen Kalken und Schiefern der sogenannten Schieferhülle (Kalkphyllitgruppe)“ zählt und den untersten Teil der Quarzphyllitgruppe als teilweise äquivalent annimmt.

III. Quarzphyllitgruppe.

Einerseits im Martelltal (Saugberg und Schichtelberg) direkt über den Gneisen, anderseits vom Laasertal bis zum Praderberg über den Laaser Schichten liegt der Quarzphyllit; in beiden Fällen ist die Grenze keine scharfe, besonders nicht bei den Laaser Schichten, wo der Übergang von den Staurolithschiefern zum Phyllit sogar sehr allmählich ist. Es treten an der Schluderscharte staurolithhältige Schieferlagen noch innerhalb des Phyllits, in den liegenden Teilen desselben auf.

Der Phyllit besitzt den allerorts verbreiteten und bekannten Gesteinscharakter des Quarzphyllits. Lagen mit besonders vielen und großen, gequetschten und verbogenen Quarzknauern und Nestern beobachtet man im hintersten Pedertal bei der Zunge des inneren Pederferners.

Der vergletscherte Kamm vom Laaserspitz bis zum Madritschjoch samt den gegen das Martelltal ausstrahlenden Seitenkämmen besteht aus Quarzphyllit. Gegen Westen verkeilt er sich mit dem Augengneis des Hohen Angelus und bildet stellenweise (Tschengelser Hochwand, Südwestgrat der Vertainspitze) die Decke auf demselben.

Nahe unter dem Gipfel der mittleren Pederspitze — an ihrer Südseite — liegt im Phyllit konkordant eine Schichte eines gneisartigen Gesteines. Es ist schwach schiefrig, feinkörnig und aus dem gneisigen Gemenge treten viele schrotkorngroße, rundliche, weiße Körner hervor, wodurch das Gestein schon makroskopisch ein klastisches Aussehen gewinnt. U. d. M. verschwindet die schiefrige Struktur fast ganz; man sieht ein Aggregat rundlicher oder kantengerundeter Körner, die durch eine sehr feinkörnige, glimmerige Masse verkittet sind. In der Kittmasse stecken auch etwas größere Glimmerschuppen. Die Körner entsprechen einzelnen Mineralindividuen, seltener bilden Aggregate ein einheitliches „Geröll“. Das Gestein zeigt keinerlei Kataklase. Die Körner sind zum größeren Teile Feldspat, besonders sind die großen makroskopisch hervortretenden fast durchaus nur Feldspat, und zwar Oligoklasandesin. Unter den kleinen Körnern findet man Albit und Orthoklas (?). Die Feldspäte sind ganz frisch; die Albite bilden Karlsbader Zwillinge, die Plagioklase zeigen vielfache, aber nur kurze, rasch abbrechende Zwillingslamellen. Was von den Körnern

[1]) Becke, Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern. Exkursionsführer d. Intern. Geologenkongresses in Wien 1903.

[2]) Stache u. John, Beitr. z. Kenntnis d. ält. Eruptiv- u. Massengesteine d. Mittel- u. Ostalpen. 1. T. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 173.

nicht Feldspat, ist Quarz, der gelegentlich als Aggregat ein Korn bildet, auch zusammen mit Feldspat. Die größeren Glimmerschüppchen sind Muskovite; in der glimmerigen Zwischenklemmungsmasse ist mehr Biotit zu sehen.

Ein ähnliches Gestein tritt auch weiter westlich vom Plattenspitz im Quarzphyllit auf. In geringer Ausbreitung beobachtete ich an der Ostseite der Schluderspitze (ziemlich nahe unter dem Gipfel) ein gleiches gneisiges Gestein, in dem bis 1 *cm* große plattgedrückte rundliche Feldspäte stecken.

Als eine Seltenheit liegen im Quarzphyllit im obersten Teil des Schludertales zwei kleine Lagen von Cipollin, und ein weiteres sehr kleines am Kamme zwischen Schluderspitz und Schluderzahn.

Amphibolite (Hornblendeschiefer) und Chloritschiefer im Quarzphyllit.

Hornblendegesteine finden sich im Quarzphyllit einerseits am Nordrand des Laaserferners, in den Wänden zwischen den Gletscherzungen, anderseits südlich des Laaser Gletscherbeckens in einer vom Lyfital bis Sulden reichenden Zone. Beide sind auch in der Gesteinsart etwas verschieden.

Weitaus mächtiger und ausgedehnter sind die im Süden der Gletscher. Es handelt sich hier, wie es oben für die Amphibolite im Phyllitgneis beschrieben wurde, um einen Horizont im Phyllit, in welchem mehrere einzelne große Lager jener Gesteine eingeschlossen sind, die hier dank der Höhenlage fast durchweg gut aufgeschlossen sind. Im Osten beginnend, haben wir zunächst ein $2^1/_2$ *km* langes und im Höchstausmaße etwa 200 *m* mächtiges Lager, das von dem Felskopfe (P 2835) in der Mitte des Lyfitales über die S o n n e n w a n d (das Schichtstreichen dreht sich aus NW—SO im Lyfital nach ONO-WSW im Pedertal) bis zu dem Felsgehänge zwischen Äußerem und Mittlerem Pederferner reicht, wo es rasch zwischen die Schiefern auskeilt.

Im Pedertal folgt dicht darauf — aber nicht mit ihm zusammenhängend — der Amphibolit der F r i s c h e l w a n d, der sich gegen Osten bis ober die Schildplatte, gegen Westen bis zu den Moränenhängen des Inneren Pederferner ausdehnt (1·5 *km*). In der westlichen Fortsetzung trifft man am Kamm, der Peder- und Rosimtal trennt, zwar keine Amphibolite, wohl aber in der Tiefe des Rosimtales und an dem von der Vertainspitze nach Sulden absinkenden Kamm. An diesem Kamm bildet der Amphibolit den oberen Teil der gegen den Rosimboden abfallenden Wände — am Grat oben streicht er der Schichtlage entsprechend in die Luft aus, nach unten zu verschwindet er unter dem Glazialschutt. Da er im unteren Teil ungefähr NS streicht, gabelt sich sein Ausstreichendes am unteren Teil des sich verbreiternden Kammes. Auf ihm liegen Staurolith- und granathaltige Phyllite und darüber folgt bei der „Kanzel“ ein zweites Lager von Amphibolit, das einerseits bis zum Rosimbach, anderseits bis zum Suldenhotel hinabreicht, und auf ihm liegen ebenfalls wieder Staurolithphyllite. Das obere Lager wird weiter nördlich noch von einem kleinen dritten Lager begleitet. Der ganze Schichtkomplex bildet hier eine steil gegen Westen in



die Tiefe sinkende Wölbung. Das Streichen dreht sich von NO—SW im Gehänge ober dem Zaybachtal über NS bis WNW—OSO im Rosimtal und dementsprechend kommen am Südufer des Rosimbaches wieder die beiden Amphibolitlager zum Ausstreichen an den Felsköpfen zwischen dem Rosimbach und den Moränen des Schöntaufferners. Außerdem steht noch unter den Wänden der Plattenspitz, nahe der Zunge des Rosimferners Amphibolit an, der unter dem trennenden Schutte mit dem unteren großen Lager zusammenhängen dürfte, und ein ganz schmächtiges Vorkommen am untersten Felseck links am Ausgang des Tales (über dem Wege zur Schaubachhütte). Die beiden Hauptlager werden auch auf der Südseite des Rosimtales von Staurolithglimmerschiefer überlagert. Das Liegende des oberen Lagers ist Phyllit, der in den über dem unteren Lager liegenden staurolith- und granatführenden Phyllit übergeht, ebenso wie über dem hangenden Lager liegender Staurolithschiefer nach oben in gewöhnlichen Quarzphyllit übergeht. Beim unteren großen Amphibolitlager ist das Liegende im Rosimtal durch Glazialschutt verdeckt, an den Rosimwänden liegt ein mächtiges Granitgneislager darunter; an dem Hange gegen den Zaybach kommen darunter Schiefer heraus, die an der Grenze zwischen Phyllitgneis und Quarzphyllit liegen und in denen ebenfalls einzelne kleine Granitgneislager auftreten.

Das Gestein aller dieser Lager ist dunkelgrün, feinfaserig bis kurzstenglig und deutlich schiefrig, oft mit dünnplattigem Bruch; die weißen (farblosen) Bestandteile machen sich wenig bemerkbar, weitaus der größte Teil des Gesteines besteht aus dunkelgrünen Hornblendenadeln, die annähernd parallel geordnet sind. Seltener sind etwas gröberstenglige (Rosimtal) und gebänderte Abarten (Frischelwand). U. d. M. zeigen die vorherrschenden faserigen Gesteine eine ausgezeichnet lineare Textur. Die Hornblende ist blaßgrünlich mit schwachem Pleochroismus. Plagioklas ist wenig, in kleinen Körnern lagen- oder nesterweise eingestreut. Unter den Akzessorien tritt der Titanit an Menge hervor. Die Hornblende ist auch in den schwachschiefrigen grobkörnigen Formen von gleicher Art; der Feldspat ist Oligoklas.

Das interessanteste Vorkommen ist das an der Frischelwand, weil es deutliche Zeichen einer eruptiven, und zwar intrusiven Entstehung erkennen läßt. Der Amphibolit greift mannigfach in die Schiefer ein nach Art einer magmatischen Durchäderung, beide sind intensiv gefältelt und ineinandergeknetet. Daneben treten deutliche Kontakterscheinungen auf: Der Phyllit ist in der nächsten Nähe des Kontakts bis auf ein paar Meter weit in einen zweiglimmerigen, vorwiegend biotithältigen Gneis umgewandelt, in dem erbsengroße Granaten stecken. U. d. M. zeigt dieses Kontaktgestein keine Kontaktstruktur, sondern die eines kristallinen Schiefers, wobei höchstens die oft quergestellten Biotitblättchen und die gegenseitigen Einschlüsse der Bestandteile etwas auffallen, eine Erscheinung, die aber bekanntlich auch in kristallinen Schiefern häufig ist. Die Bestandteile sind die eines Gneises. Der Amphibolit selbst ist in der Randzone sehr grobkörnig, die Hornblende ist in breiten bis 0·5 *cm* langen Individuen entwickelt. Der Feldspatgehalt ist ein viel beträchtlicherer als in der

Hauptmasse, die Textur ist nur mehr schwachschiefrig. An anderen Stellen ist er an der Grenze als wirrfaseriges Hornblendeaggregat entwickelt. Die Grenze zwischen Amphibolit und (kontaktmetamorphen) Phyllit ist ganz verschwommen, da der Phyllit an der äußersten Randzone in Menge Hornblende enthält, außerdem aber — als das auffallendste Zeichen eruptiver Tätigkeit — beide Gesteine in ihrer Randzone massenhaft Turmalin enthalten. Derselbe bildet bald Garben mit Turmalinkristallen bis zu Dezimeterlänge, bald rundliche Nester bis zu Faustgröße, in denen die Turmaline auch in radialstrahlig sich kreuzenden Büscheln angeordnet sind, oder endlich Adern und Gangausfüllungen von Turmalinfels.

Ein Schliff aus einem solchen turmalinhaltigen Grenzgestein zeigt, daß in einem wirren Aggregat von prismatischer, blaßgrüner Hornblende und Biotit mächtige Turmalinkristalle stecken; die Hornblendenadeln stoßen durch die Turmaline durch oder sind gelegentlich auch ganz von ihnen eingeschlossen. Der Turmalin ist im Schliffe rötlichbraun gefärbt, ähnlich der Farbe des Biotits.

Ähnliche Turmalinisierung der Kontaktgesteine, aber in geringerem Ausmaße sieht man auch am Sonnenwandlager an seinem westlichen auskeilenden Ende.

An diese Amphibolite des Rosimtales schließt sich noch ein vereinzelt liegendes Vorkommen an, das ich in den Wänden, welche von der Vorderen Schöntaufspitz gegen die Legerwand (Zunge des Suldenferners) abfallen, auffand. Er unterscheidet sich von denen des Rosimtales durch die gröberkristalline Ausbildung sowie durch die mehr bräunlichgrüne Färbung der Hornblende (u. d. M. *a* farblos, *b* und *c* bräunlich mit Stich ins Grüne), kurze gedrungene Formen, häufig Zwillinge nach (100). Die Zwischenräume zwischen den Hornblenden werden erfüllt von einem glimmerigen Aggregat mit Zoisit und Titanit. Das Lager besitzt geringe Mächtigkeit.

Der zweite Fundort von Amphibolgesteinen ist der Hintergrund des Laasertales. Die Felsriegel zwischen den Zungen des Laaser-, Angelus- und Ofenwandferner werden von diesen Gesteinen durchzogen, die zwischen Laaser- und Angelusferner durch Zwischenlagerung schmaler quarzitisch-phyllitischer Lagen mehrfach geteilte Schichten bilden, während an den Felsköpfen zwischen Angelus- und Ofenwandferner zwei solche Lager übereinander auftreten. Gegen Osten setzen sie sich noch in den Wänden der Schluderspitz fort, gegen Westen sind nur nördlich der Zunge des Ofenwandferners noch zwei kleine Zipfel anzutreffen.

Die Gesteine heben sich von denen des südlichen Verbreitungsbezirkes ab durch das grünschieferähnliche Äußere, da sie vorwiegend sehr feinkörnig und ausgeprägt schieferig sind. Nur einzelne Lagen lassen größere Hornblendekristalle aus dem im Querbruche fast dichtem Steine hervortreten. Eine solche Lage zeigt u. d. M. die Hornblenden in Flasern geschart mit dem Pleochroismus: *a* hellgrünlichgelb, *b* dunkelmoosgrün, *c* bläulichgrün. Umwandlungen in Biotit sind nicht selten. Die übrige Masse des Gesteines besteht aus kleinkörnigem Feldspat, der nahezu ganz durch Epidot, Zoisit und Calcit ersetzt ist und auch Biotite als Nachfolger kleiner Hornblenden



eingeschlossen hält. Aber auch die grünschieferähnlichen Lagen besitzen zufolge der mikroskopischen Untersuchung die Zusammensetzung von Amphiboliten: Hornblende und Plagioklas. Die Farben der Hornblende sind sehr ähnlich den obengenannten. Epidot ist vielleicht auch primär in einzelnen Fällen. In einem Falle wurde beobachtet, daß die großen Feldspate augenartig hervortreten.

Chloritschiefer kommen im Quarzphyllit der Laasergruppe nur in sehr geringer Menge vor, nämlich ein paar sehr wenig mächtige Schichten an den Marteller Vertainen (an der Stelle, wo der Südwestkamm der Inneren Pederspitze das Kartenblatt Glurns-Ortler verläßt) und eine ganz schmächtige Einlagerung nahe unter dem Gipfel der Äußeren Pederspitz. Der Chloritschiefer der Vertainen ist zum Teil ein Granatchloritschiefer; die Granaten treten knotenartig aus dem dünnschiefrigen, feinstkörnigen Gesteine hervor. Die Bestandteile u. d. M. sind: Chlorit (O lauchgrün, E blaßgelblich, ganz geringe schiefe Auslöschung); Biotit, der sich in Chlorit umwandelt und darauf schließen läßt, daß ein Teil des vorhandenen Chlorits aus Biotit entstanden ist; einige wenige Plagioklas- und Quarzkörner und große blaßrötliche rundliche Granaten. Sekundär: Calcit, Quarz, Biotit, Epidot, Zoisit, Magnetit. Der andere Chloritschiefer ist ein Hornblendechloritschiefer. Seine Bestandteile sind Chlorit, Hornblende, Albit, Quarz, Titaneisen, sekundärer Titanomorphit, Calcit und Chlorit. Letzterer bildet sich nämlich aus Hornblende, welche vielfach einen Randsaum von Chlorit besitzt. Der Chlorit zeigt die für Pennin charakteristischen dunkelpurpurnen Polarisationsfarben.

Serpentin an der Inneren Pederspitze.

An dem von der Inneren Pederspitze gegen SO zwischen Madritschtal und Pedertal sich herabsenkenden Grat besteht der Felskopf nordwestlich über der tiefsten Scharte (Pederscharte, der Felskopf liegt auf der Spezialkarte kurz vor der Stelle, wo der Grat den Rand des Kartenblattes trifft) aus Serpentin, der ihm seine schroffe Form und die rotbraune Farbe gibt. Der Serpentin liegt konkordant als mächtige Linse im Quarzphyllit. An der Südseite, in der Scharte, sieht man Verrutschungen an der Gesteinsgrenze.

Der Serpentin ist massig und bricht in großen kubischen Blöcken. Er ist — größtenteils — gleichmäßig dicht, von dunkelolivgrüner Farbe im frischen Bruch, rötlich an den Verwitterungsflächen. An vielen Stellen erscheinen im Serpentin Rhomboeder von Ankerit. Im frischen Bruch erscheinen sie hellgrünlich mit blitzenden Spaltflächen; an der Oberfläche oder an Klüften treten sie warzenartig oder in aufgewachsenen Kriställchen von ockergelber bis rötlich-gelber Farbe bis zu 2 *cm* Größe hervor. Neben dem Ankerit findet sich immer auch Talk, der manchmal faustdicke Nester und Lagen bildet, in großblättriger Aggregation. Er ist lichtgrünlich bis silberweiß. Beide treten besonders an den Stellen auf, wo der Serpentin zertrümmert und von Spalten durchzogen ist, so besonders an der Pederscharte, welche einen Übergang von den Madritschböden ins Pedertal bildet. Hier tritt neben Talk und Ankerit auch lichtgrüner Strahlstein auf, der ganze Blöcke

zusammensetzt. Er ist radial strahlig, büschelförmig aggregiert, wobei die einzelnen Nadeln bis zu 5 *cm* Länge erreichen. Der Serpentin selbst ist an manchen Klüften in langen (2—3 *cm*) glatten Stengeln (Metaxit) ausgebildet. An der Verrutschungsrandzone am Joch ist der Serpentin kleinblättrig, bei schwach schiefriger Textur des Gesteines.

Bei der mikroskopischen Untersuchung sieht man, daß das ursprüngliche Gestein restlos in Serpentin umgewandelt wurde. Der Serpentin ist unter dem Mikroskop feinfaserig, und zwar sind neben einem wirren Aggregat sehr kleiner Fasern meist Bündel und Nester größerer Fasern vorhanden und an solchen Stellen ist manchmal, aber ziemlich selten eine der Spaltbarkeit der Hornblende entsprechende „Gitterstruktur“ wahrzunehmen. Anderseits wurden, besonders in einem ankeritreichen Schliff auch Anzeichen einer ehemaligem Olivin entsprechenden „Maschenstruktur“ beobachtet. Der Serpentin ist im Dünnschliff nahezu farblos; größere Fasern zeigen einen Pleochroismus von sehr blaßgrün parallel der Längsachse, zu sehr blaßrötlich normal zur Längsachse. Die Interferenzfarben bei gekreuzten Nikols sind dunkelblaugrau oder dunkelmoosgrün. Magnetit ist sehr wenig vorhanden.

Das Vorhandensein der genannten Strukturen sowie das häufige Vorkommen des kalkreichen Ankerits lassen vermuten, daß das ursprüngliche Gestein vielleicht ein Amphibololivinfels war von ähnlicher Art wie die am oberen Sulzberg (Saß dell' Anell, Monte Tonale [1]). Dieses Vorkommen würde allerdings dann eine Ausnahme darstellen, insofern alle die fünfzig Olivinfelslinsen der Ultentaler- und Sulzbergeralpen in den Gneisen liegen, während dieser Serpentin im Quarzphyllit steckt.

Gips im Pedertal.

Am Fuß der Nordabstürze der Marteller Vertainen (Kamm zwischen Peder- und Madritschtal) in ihrem innersten Teile steht ein schätzungsweise etwa 100 *m* langes und 30 *m* mächtiges Lager von Gips an. Der Gips ist gebankt und seine Bänke liegen konkordant mit denen des Quarzphyllits, der das Hangende bildet; das Liegende ist im Schutt begraben. Der Gips ist weiß bis lichtgrau und hochkristallin wie ein grobkörniger Marmor. Bei der Verwitterung der herabgestürzten Blöcke bildet sich eine kugelschalige Absonderung heraus. Das Gestein ist etwas schwefelhaltig, was auch durch die lagenweise etwas gelbliche Färbung sich bemerkbar macht.

An der Süd- und Westseite des Ortlerstockes treten in den Sericitschiefern und Phylliten vielfach Gipslager auf und es liegt daher nahe, anzunehmen, daß auch dieser Gips von den Marteller Vertainen jener Gruppe von jüngeren Schiefern (siehe unten) beizuzählen sei. Da die Grünschiefer und Chloritschiefer am Kamm Eisseespitz — Madritschjoch und an den Vertainen der Analogie mit dem Vorkommen derselben Gesteine in der Val Furva und Val Zebrutal nach den obersten Partien des Quarzphyllits angehören,

[1]) Hammer, Olivinfelse aus Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Zeitschr. f. Naturw. Bd. 72. Stuttgart.

so wäre auch die Annahme einer Überschiebungsfläche, unter welcher diese jüngeren Schichten in Gestalt dieses Gipslagers wieder zum Vorschein kämen, erleichtert. Es ist aber tatsächlich von einer solchen Überschiebungsfläche nichts zu sehen, der Gips zeigt durchaus nicht die Struktur eines „Abquetschungsrestes" an einer mächtigen Überschiebung; zu dem unterscheidet ihn gerade sein spätiges grobkörniges Gefüge von allen den Gipslagern in der Sericitschiefergruppe, welche durchaus feinkörnig oder dicht sind. Chloritschiefer, Quarzphyllit und Gips machen durchaus den Eindruck primärer, syngenetischer Nachbarschaft. Ich halte es demnach für zutreffender, dieses Gipslager nicht mit jenen gleichzustellen, sondern als zum Quarzphyllit gehörig zu betrachten.

IV. Gruppe der gipsführenden sericitischen Schiefer.

Diese Gruppe sei nur der Selbständigkeit halber hier aufgezählt, eine eingehende Besprechung derselben werde ich bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Sulden-Trafoier Gebietes geben, da diese Gesteine vorzüglich im Trafoiertal entwickelt sind und hier nur am äußersten Rande hereinreichen.

Es sind dies silberglänzende bis stahlgraue, feinblättrige Phyllite, manchenorts eigentliche Sericitschiefer; in ihnen finden sich mehrfach Gipslager und häufig Gipsausblühungen. Sie sind jedenfalls jünger als der Quarzphyllit; Stache führt sie als „Grünschiefer und Grünwacken" als stellvertretend mit der oberen Abteilung der „inneralpinen Grauwackenformation" auf, von Theobald werden sie mindestens zum großen Teil als Veruccano bezeichnet.

Im untersten Teil des Nickbachgrabens bei Prad wechsellagern mit den oben beschriebenen grünschieferähnlichen Amphiboliten phyllitische Schiefer. Zu oberst liegen am Talausgang feinfaserigblättrige Sericitphyllite mit Gipsausblühungen; im Osten zu liegen am unteren Ausgang der Schlucht des Tschengelsbaches, noch sericitische Schiefer, die vielleicht auch noch hierher zu rechnen sind. Westlich des Nickbaches liegen ein paar Fetzen solcher Schiefer bei den Triasschollen in der Schmelz (bei Prad), auch hier teilweise über den Amphiboliten liegend. Ebenso erscheinen sie an der Reichsstraße von Prad nach Gomagoi wieder und gehen noch unterhalb der Stilfserbrücke nach unten in erzhältige Muskovitphyllitgneise über, die ganz denen gleichen, welche am Tschrinbache als Zwischenlagerung zwischen den Amphiboliten auftreten. Diese Phyllits an der Reichsstraße bilden die direkte Fortsetzung der ausgedehnten Verbreitung derselben bei Stilfs.

Ortlerkalk bei Prad.

In der „Schmelz" ober Prad stehen an der Reichsstraße mehrere isolierte kleine Massen von bituminös riechendem dolomitischen Kalk an, demselben Kalk, welcher den Ortler aufbaut und triadischen Alters ist. Sein Auftreten an dieser Stelle hängt mit dem Bau des Trafoier Gebietes zusammen und wird später besprochen werden.

Glaziale Ablagerungen.

In der Laasergruppe haben Gletscher in alter Zeit mächtige Ablagerungen hinterlassen und erzeugen solche auch noch in der Gegenwart.

Die rezenten Ablagerungen beschränken sich natürlich auch auf die nächste Nähe der Gletscher; es sind Stirn- und Ufermoränen und durch die Gletscherbäche umgelagerter Moränenschutt. Ihre Verbreitung kann aus der geographischen Karte abgelesen werden. Von ihnen zu den altglazialen Ablagerungen leitet ein continuierlicher Übergang; in der Umgebung aller Gletscherzungen liegen neben den frischen Moränen solche, die schon übergrünt sind und von früherem größeren Gletscherumfang zeigen, der oft noch historisch, bei anderen aber bereits geologisch ist.

Über die altglazialen Ablagerungen sei hier nur ein Überblick gegeben, da sich diese besser in der Zusammenfassung über ein größeres Gebiet bei anderer Gelegenheit werden schildern lassen.

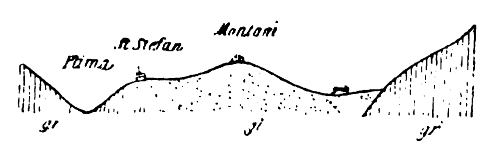
Die altglazialen Sedimente der Laasergruppe sind zweierlei Herkunft: einerseits von nacheiszeitlichen Lokalgletschern, anderseits von den großen Gletscherströmen, welche die umschließenden Haupttäler erfüllt haben, das ist hauptsächlich der Eisstrom des Etschtales. Einer der bedeutendsten Ursprungsäste ist der von der Ortlergruppe kommende, welcher sich bei Prad mit den vom Reschenscheideck, Tauferer, Schlinig- und Matschertalgebiet kommenden vereinte. Von Gomagoi (Trushof) bis Tschengels ist der Fuß des Laaserberges mit den Grundmoränenmassen dieses Trafoi-Suldenergletschers bedeckt. Die Moränendecke reicht bei Folnair bis 1600 *m* hinauf, bildet sonst aber eine in 1300 *m* Höhe sich haltende Terrasse. An den größeren Bacheinschnitten tritt fast überall der anstehende Fels darunter zutage. Gleichwohl ist die Mächtigkeit, besonders an den Hügeln ober Prad, eine sehr bedeutende (schätzungsweise 100 *m*). Die vielen Gerölle von Ortlerkalk, welche sie enthält, erzählen von ihrem Ursprung.

Von Tschengels abwärts sind infolge der Steilheit des Gehänges nur an einzelnen Flecken Reste von Grundmoränen des Etschgletschers erhalten geblieben, so östlich ober Tschengels und bei Parnez. In größerer Menge finden sich solche wieder am Gehänge des Nördersberges gegenüber Schlanders. Das auffallend flache, durch mehrere Terrassen abgestufte Gelände von Außernördersberg ist zum großen Teil von Moränen bedeckt, welche Blöcke von Ortlerkalk enthalten (auf der Spezialkarte sind die Bezeichnungen Inner- und Außernörderswand verwechselt). Leider gestattet die (eben infolge des vielen Schuttes) dichte Wald- und Wiesenbedeckung im oberen Teile des Gehänges wenig Einblick in die Zusammensetzung des Bodens.

Im Martelltal sind von dem diesem Tale entsprechenden Gletscherarme nur ganz wenige Moränenreste erhalten: dieses Ursprunges dürften die zwischen Stallwies und Schmiedhof liegenden Reste und die bescheidenen Moränenreste gegenüber Bergaun außer Salt sein. In den Wiesen ober Ennetal (Kirche) zeigt ein größerer Anschnitt ebenfalls Moräne.

Bei Morter (700 *m*) ist der Ausgang des Martelltales durch einen schwach bogenförmigen Wall abgeschlossen, auf dem die Ruinen des Schlosses Montani stehen. Hier liegt eine kleine Talverlegung vor: der ursprüngliche Tallauf war bei dem Bauernhause neben der Burg (da, wo jetzt der Abkürzungsweg von Latsch geht); diese Einsenkung ist durch Moränen verschlossen und der Bach schneidet ganz am westlichen Bergfuß durch die Felsen sich durch. Die alte Kapelle St. Stephan steht noch auf dem abgeschnittenen Felssporn, das Schloß und sein Vorwerk Untermontani auf den Moränen. Die Moräne hat das Aussehen einer Stirnmoräne und führt nur Material aus dem Martelltal (sehr viel Pegmatit, Phyllit und Glimmerschiefer). Ein ganz ähnlicher Moränenwall ist auch der, auf welchem die Ruine G a r g i t z (ungefähr 930 *m*) bei P r a d steht, und ebenso tritt am Ausgang des Laasertales eine mächtige Moräne lokalen Ursprunges auf (St. Martin 1054 *m*). Die übereinstimmende Lage dieser Moränen am Talausgang ist ein Zeichen eines stationären Zustandes dieser Gletscher während

Fig. 3.



postglaciale Talverlegung am Eingang des Martelltal

gr Grundgebirge gl Moräne

1:12500

ihres letzten Rückzuges und entspricht dem Verhältnis ihrer Höhenlage zur gegenwärtigen Schneegrenze nach dem Gschnitzstadium P e n c k s.

Ablagerungen von lokalen Gletschern der letzten Rückzugsperiode liegen in allen den kleineren Tälern. Es sind meistens langgestreckte Schuttrücken, welche die Talsohlen erfüllen und an Stelle des einen Gerinnes zwei parallele an den Rändern des Schuttrückens setzen. (im Nickbachtal besonders schön ausgebildet) oder sie erscheinen als schmale Terrassen; das letztere in den größeren Seitentälern (Tschengelsertal, Laasertal). Im Nickbachtal erstreckt sich dieser Wall von 1600—2300 *m*, die Terrasse im Laasertal reicht von 1200—1600 *m*, im Tschengelsertal von 1400—1600 *m*, in den kleineren Gräben der Nordseite (Tschrinbach, Tschengelsburggraben, Schgumsergraben, Unteralmgraben) liegen sie fast durchweg zwischen 1900 und 2200 *m*. Auch im Saugberg und am Schichtelberg reicht der glaziale Schuttwall bis 1900 *m* herab, aufwärts aber bis 2500 *m*.

Sonst liegen in den SO gerichteten Seitentälern des Martell (Seite der Laasergruppe) diese Glazialablagerungen höher, nämlich (mit wechselnder Abgrenzung) zwischen 2400 *m* und 2600 *m*, und

ebenso in den ins Suldental mündenden Tälern. Im Laasertal und in ähnlicher Weise auch in den anderen größeren Seitentälern, in denen jene Wälle oder Terrassen relativ tief liegen, liegen höher oben Reste eines weiteren Rückzugsstadiums, das den Übergang zum heutigen Stand der Gletscher vermittelt.

Granite.

Ein für den Aufbau der Laasergruppe sehr bedeutsamer Faktor sind die mächtigen granitischen Massen, nämlich der Marteller Granit und der Angelusaugengneis, beides granitische Gesteine von sehr ähnlicher Zusammensetzung, die sich aber durch ihre Struktur und — wie unten ausgeführt werden wird — vielleicht auch durch ihre Entstehung unterscheiden.

Marteller Granit.

Der eine dieser Granite kommt im mittleren Teile des Martelltales zutage und ist durch den Tallauf mitten entzweigeschnitten und dergestalt tief hinein trefflich aufgeschlossen. Die Sohle des Tales liegt auf eine lange Strecke im Pegmatit. In der Tiefe aus mächtigen intrusiven Lagern bestehend, zerteilt er sich im Hangenden in unzählige dünnere Lager und Gänge, welche auf der Seite der Laasergruppe bis zum Laaser- und Schluderspitz hinaufreichen. Da ich an anderer Stelle schon ausführlich über den Marteller Granit berichtet habe [1], sei hier nur in Kürze angeführt, daß das Gestein größtenteils Muskovitpegmatit ist, aber auch Muskovitgranit und -granitgneis vertreten sind und daß Gänge von Turmalinpegmatit, Aplit und Quarzfels vorkommen. An Mächtigkeit und Ausdehnung sind die Marteller Granitmasse und die der Angelusgruppe einander so ziemlich ebenbürtig.

[1] Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 345. Ergänzungsweise sei noch angeführt, daß Herr Prof. Rothpletz seiner freundlichen Mitteilung zufolge in dem Pegmatit unter der Schluderscharte größere Kristalle von Beryll gefunden hat. Ferner möge hier noch eine kleine Berichtigung stattfinden: In den Profilen, welche ich dem II. Teil der Beschreibung der Ultentaler Alpen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 541) beigegeben habe, ist in den Profilen 10 und 11 (auf pag. 571) der Marteller Granit (*P*) mehr in Lager zerteilt gezeichnet, als es, wie Begehungen nach Abschluß der Arbeit gezeigt haben, der Fall ist. Ober Maria i. d. Schmelz bildet der Granit eine geschlossene Masse von 700 *m* Mächtigkeit und erst am unteren Ende der Breitlahn (Kar nördlich des Ebenen Jöchls) treten Schieferlagen darin auf. Dasselbe gilt von den Wänden unter dem St. Johannspitz. Es sind also in Profil 10 nur die zwei obersten Lager getrennt zu zeichnen, die darunterliegenden zu einer Masse zu vereinen und ebenso sind in Profil 11 die drei eingezeichneten Lager zu einem zu vereinen. In dem Profil 9 entspricht die Auflösung in einzelne Lager den tatsächlichen Verhältnissen (ebenso in allen anderen Profilen). Die geschlossene Hauptmasse des Marteller Granits liegt eben zwischen Hölderle und Thial (Wiesen an der Mündung des Marteller Rosimtales) und das Profil 9 (Gegend von Gand und Enewasser) liegt schon in der Zone der seitlichen Ausfaserung zwischen den Schiefern.

Augengneis der Angelusgruppe.

Im westlichen Teile der Laasergruppe wird der vergletscherte schroffe Gebirgskamm, welcher vom Vertainspitz über den Hohen Angelus zur Tschengelser Hochwand zieht und seine Seitenkämme, wie die Schöneckschneid, der Stiereckkamm und andere, von einem Gestein aufgebaut, das im wesentlichen das Aussehen eines Augengneises besitzt. Seine massigen Blöcke erfüllen die Kare, setzen die Moränen zusammen und sind über die ganzen Hänge ober Sulden hin zerstreut. Im unteren Suldentale reicht er bis zum Bach herab und steht in Verbindung mit den Lagern desselben Gesteines, die im kristallinischen Sockel des Ortlers fortlaufend längs dem ganzen Suldentale auftreten. Er bietet auch ein schönes, gut verwendbares Baumaterial, wie zum Beispiel an der neuen Kirche in Sulden zu sehen ist.

Petrographisch betrachtet, ist das Gestein nicht ganz gleichartig im ganzen Verbreitungsgebiet gestaltet.

Der größte Teil der ganzen Massen ist von jenem petrographischen Charakter, wie ihn zum Beispiel die Felskämme des Hohen Angelus und der Vertainspitze zeigen und der auch an den Blockhalden bei Sulden bequem beobachtet werden kann. Die Blöcke sowohl wie die anstehenden Felsen brechen massig und gleichen darin und in ihrer Verwitterung Graniten, wie denn auch diese Berge im ganzen in ihren Wänden und den zackigen Graten durchaus das Bild von Granitbergen geben. In der Nähe besehen, zeigt das Gestein durchweg eine schiefrig-flaserige Textur, die durch das Hervortreten einzelner besonders großer Gemengteile die besondere Tracht eines Augengneises annimmt. Die Farbe des Gesteines ist in frischem Bruche weiß, sonst ein helles Grau mit Abschattungen ins Grünliche oder Bräunliche. Auf dem Hauptbruche blitzen einzelne kleine Schüppchen von lichtem Glimmer auf, neben denen aber meist noch ein feiner, grünlicher, sericitischer Überzug oder ebensolche Flecken zu sehen sind; im Querbruche fallen sofort die großen Feldspataugen auf, die dicht beieinander liegen; sie sind linsenförmig, ohne Kristallflächen, an den Enden ausgezogen und verschwimmend. Wo sie besonders linsenförmig sind, verschwimmen sie wohl auch mit der anderen Gesteinsmasse, so daß der Augengneischarakter verloren geht und an seine Stelle der eines groben Granitgneises tritt. Im Bruche geben sie glänzende Spaltflächen; oft heben sie sich durch graue Färbung von dem rein weißen Quarzfeldspatgrundgemenge ab. Feine Glimmerfasern bringen im Querbruche des Gesteins die Schieferung zum deutlichen Ausdruck. Die Feldspataugen erreichen eine Größe von 2 *cm* Länge und 1 *cm* Breite, noch größere sind selten. Auch das Quarzfeldspatgemenge ist verhältnismäßig grobkörnig. In anderen Abarten, zum Beispiel vom Lyfispitz, vom Pöderfikt und anderen verringert sich Zahl und Größe der Augen, diese treten aber scharf umgrenzt in ausgesprochener Augenform hervor und der ganze Augengneis ist hier eigentlich deutlicher als solcher gekennzeichnet. Dabei heben sich die Feldspatkristalle weiß von dem lichtgrauen Grundgemenge ab; die Schieferung ist eine intensivere. Daran schließen sich Formen, in

denen die Augen noch seltener oder ganz flachgedrückt sind, die Textur ist sehr stark schiefrig, der glimmrig-sericitische Belag des Hauptbruches ein vollständigerer. Dies ist besonders bei den Lagen des Ortlersockels, aber auch im Gaflaungraben, am Hochwarter, Stiereckkamm und anderenorts anzutreffen. Diese nähern sich natürlich auch in Bruch und Verwitterungsformen mehr den Schiefergneisen. Eine der Augenstruktur ganz entbehrende feinkörnige, schuppig struierte Abart, die sich von den eben genannten durch ihren deutlicheren Granitgneischarakter, die Glimmerarmut und dementsprechend rein weiße Farbe unterscheidet, steht am Fuße des Schafspitzes im Tschengelsertale an. An diese Form schließen sich dünnplattige, sehr feinkörnige, weiße bis grünlichgraue Schiefer vom Charakter von Aplitschiefern an, die jedenfalls auch diesem ganzen Gesteinsverbande angehören. Sie treten in der Nedstadt, dem Hochtale, welches von der Zunge des Ofenwandferners zum oberen Ende des Tschengelserferners verläuft, am Südhange der Deutschenruhewand (P. 3141) sowie am Stiereckkamm auf. Eine dünnschiefrige derartige Abart, deren Schieferungsflächen mit Sericit überzogen sind und dergestalt das Aussehen eines Sericitschiefers darbieten, tritt im obersten Teile des Folnaiergrabens (unter der verborgenen Blais [P. 2583]) auf, eingelagert in massigere Formen.

Alle diese Abarten zeigen unter dem Mikroskop die gleichen Hauptbestandteile: Alkalifeldspat, und zwar überwiegend Mikroklin, sehr häufig mit perthitischer Durchwachsung; bedeutend weniger Plagioklas (Oligoklas bis Andesin); Quarz und Glimmer (mehr Muskovit als Biotit). Die Feldspate überwiegen in der Regel bedeutend an Menge über alle anderen Gemengteile. Die Unterschiede der Abarten liegen in der Struktur und teilweise auch in dem Mengenverhältnisse der Bestandteile. Struktuell ist allen das gemeinsam, daß sie in größerem oder geringerem Grade Zeichen von Kataklase aufweisen. Gesteine von dem obengenannten Haupttypus zeigen im Dünnschliff eine undeutlich porphyrisch-klastische bis flaserige Struktur. Die Einsprenglingsfeldspate zeigen keinerlei Eigenformen und besitzen meist die Mikroklingitterung, oft auch daneben noch Perthitbildung von netzförmiger Zeichnung. Daneben findet sich in geringer Menge ein saurer Plagioklas. Eine strenge Scheidung von Einsprenglingen und Grundmasse ist nicht vorhanden. An der Zusammensetzung der letzteren beteiligt sich auch in erster Linie der Mikroklin, daneben Quarz und Plagioklas; der wenige Glimmer ist fast durchaus Muskovit. Als seltene Übergemengteile erscheinen dort und da Apatit und Zirkon. An Proben mit Einwirkung stärkerer Kataklase, wie es zum Beispiel an den Augengneisen am Scheibenkopf (hinterer Grat) sehr schön zu sehen ist, sieht man dann, wie die großen Feldspäte in Teile zerbrechen, die aneinander verschoben und bei weitergehender Einwirkung ganz zertrümmert und fein zerrieben werden. Dabei zersetzen sich die Feldspate und neugebildeter Quarz sammelt sich lagen- oder flasernweise an. An dem Augengneis am Nordkamme des Pöderfikts sieht man übrigens auch mit freiem Auge am Anstehenden, wie die Feldspataugen längs Spaltflächen zerbrechen und diese Teile sich aneinander verschieben. Die Zertrümmerung der Feldspate geht

manchmal bis zum vollständigen Verschwinden der „Augen". In den stark schiefrigen Formen tritt mehr Biotit auf als in den anderen.

Die dünnplattigen Aplitschiefer besitzen ein gleichmäßiges, feines Korn. Die Bestandteile sind die gleichen wie bei den anderen. Bei den Feldspaten wurde Mikroklingitterung nicht beobachtet. Auch hier überwiegt in der Regel der Feldspat an Menge gegen Quarz und Glimmer. Glimmer, und zwar Muskovit, ist stets reichlich vorhanden. Als Übergemengteile beobachtete ich mehrfach Turmalin in zahlreichen kleinen Kriställchen, außerdem Rutil, Titaneisen und Titanomorphit.

Verbreitung und Lagerungsform.

Ein Überblick über die Verbreitung wurde bereits oben gegeben.

Die geschlossene Masse von Augengneis, welche den Kamm vom Rosimjoch zur Tschengelser Hochwand bildet, reicht beiderseits bis zum Fuße der Wände herab bis unter die Düsseldorferhütte, beziehungsweise bis zum Laaserferner, Ofenwand- und Tschengelserferner, wo Eis oder Schutt das Liegende verbirgt. An der Hochofenwand, dem Angelus und am Nordwestgrat der Vertainspitze und an der Schöneckschneid sind ganz schmächtige Schieferlagen eingeschaltet. An der Tschengelser Hochwand selbst liegt eine flach muldenförmige Kappe von Phyllit auf dem Augengneis. Ebenso legen sich am Rosimjoch die Phyllite auf den Augengneis. Diese Abgrenzung nach oben und nach den Seiten ist aber keine einmalige, überall gleichbleibende, sondern der Augengneis bildet auch noch im Hangenden der großen Hauptmasse konkordante Lager im Phyllit und ebenso steht er seitlich mit den Sedimenten in vielfacher Verzahnung durch konkordant in den Schiefern liegende Lager. Solche Lager treten als östlichste Ausläufer der ganzen Masse am Lyfispitz [1]) und Lyfijoch (2—20 *m* mächtig) auf, wo gleichzeitig auch Gänge des Marteller Granits in die Phyllite eingedrungen sind. Ebenso findet am Südwestkamme der Vertainspitze eine solche Verzahnung durch Lager statt. Hier ist diese aber — und zwar ist dies die einzige Stelle, wo ich dies mit Deutlichkeit beobachten konnte — begleitet von einer feinen Durchäderung der Schiefer parallel den Schieferlagen mit dem Material des Augengneises (der in diesen Adern aber keine Augenstruktur besitzt), die ganz an die analogen Erscheinungen bei dem Pegmatit im Sulzberg erinnert. An den Wänden, mit welchen dieser Kamm gegen die Zunge des Rosimferners abstürzt, beobachtete ich auch das einzigemal in dem ganzen weitausgedehnten Bereiche dieser Angelusaugengneise einmal ein zweifelloses Durchbrechen der Schiefer durch den Augengneis; an allen anderen Stellen fand ich Konkordanz zwischen Augengneis und Schiefer (von tektonischen Diskordanzen infolge deutlicher kleiner Störungen abgesehen). In dem Massiv der Vertain- und Angelusspitze erreichen die Augengneise eine Mächtigkeit von 1000 *m*.

[1]) In dem Profil 22 (Fig. 4) ist der Augengneis am Lyfispitz irrtümlicherweise diskordant auf dem Phyllit liegend dargestellt; in Wirklichkeit liegt der Augengneis dort durchaus konkordant im Phyllit.

Da bereits jenseits des Laaserferners, der den Vertainspitz-Angeluskamm im Osten umschließt, nur mehr wenige geringmächtige Lager auftreten, muß hier ein sehr rasches Auskeilen in den Schiefern statthaben.

Von der Tschengelser Hochwand geht gegen SW der Kamm der Schöneckschneid ab, dessen Wände bis zu den Schutthalden hinab aus Augengneis bestehen. An dem sanfteren Gehänge gegen Westen (Silberblais, Vorderes Schöneck) kommt in ungefähr 2400 *m* der darunterliegende Phyllitgneis zutage, der in einzelnen Keilen in die Augengneise eingreift. Ebenso liegen an der Silberblais und an der Nordwestseite der Schöneckschneid geringmächtige Phyllitlagen konkordant im Augengneis. Sehr mächtig entfalten sich die Augengneise dann an dem von der Tschengelser Hochwand zum Stiereck und zur Verborgenen Blais ziehenden Kamme. Schon Zwischen Pöderfik (P. 3140) und der Hochwand, mehr aber noch zwischen Stiereckkamm (P. 2839) und Verborgenen Blais (P. 2583) im obersten Teile des Tschrinbachgrabens schieben sich teilweise mächtige Phyllitlagen zwischen die Gneise ein, die sich in Lagern von 200—400 *m* Mächtigkeit gegen Osten hin fortsetzen. Am Schafspitz, Saurüssel und an dem von der Deutschenruhewand (P. 3147) gegen die Zunge der Laaserferner verlaufenden Kamm keilen die Augengneislager im Laaser Glimmerschiefer rasch aus [1]). Westlich des Kammes Stierek — Verborgene Blais schließen sich die Augengneislager wieder zu einer größeren einheitlichen Masse (800—1000 *m* mächtig) zusammen, welche tiefer unten, durch Schiefer in zwei Äste gespalten, das ganze Gehänge über die Folnaier Alpe und gegen Ratschelhof hinab bis zum Suldenbach bilden und die Verbindung herstellen mit der 100—300 *m* mächtigen Lagermasse, welche im kristallinischen Sockel des Ortlers über Mutberg, Marltrücken, Kuhberg und hinteren Grat bis zum Suldenferner reicht. Ein mehr alleinstehendes Lager erstreckt sich durch die Nordwände der vorderen und hinteren Schöntaufspitze über die Innere Pederspitze weg bis ober die Schäferhütte im Pedertal.

Diese Gesteine sind aber nicht auf die Laasergruppe beschränkt, sondern sie breiten sich nördlich der Etsch weithin aus in den Gehängen ober Eyrs und Schlanders und ebenso am Grenzkamme gegen die Schweiz (Stilfserjoch — Glurnserköpfl).

Der petrographische Charakter dieser Augengneise weist auf einen m a g m a t i s c h e n Ursprung des Gesteines hin. Die Frage ist aber, ob dieses Magma als Intrusivgestein erstarrte oder ob es sich als Deckenerguß über den Sedimenten ausbreitete.

Die Ähnlichkeit in der Form des Auftretens mit dem benachbarten Marteller Granit läßt unwillkürlich gleich die erstere Annahme als zutreffend erscheinen. Das rasche Auskeilen der großen Lagermassen in den Schiefern in Gestalt kleiner im Schiefer verlaufender Lager, die an einer Stelle beobachtete feinere Durchäderung der

[1]) Statt einer Einzelbeschreibung der einzelnen Lager ist es besser, auf die Darstellung in der Karte, die später erscheinen wird, und auf die Übersichtskarte (Taf. XV [II]) zu verweisen.

Schiefer mit magmatischem Material und die am gleichen Orte beobachtete durchgreifende Lagerung, die gleiche Stellung zwischen Gneis und Phyllit begründen eine solche Annahme und der Hauptunterschied, nämlich der Gesteinsunterschied — hier im wesentlichen Pegmatit, dort Augengneis — ist einerseits nur ein struktureller, da die Hauptbestandteile, besonders die Feldspate die gleichen sind, und wird anderseits dadurch überbrückt, daß auch aus den Marteller Graniten lokal (allerdings selten) durch Druckwirkung gleiche Strukturen wie in jenem hervorgehen und dergestalt die Augengneisstruktur als eine weit ausgedehnte derartige kataklastische Erscheinung aufgefaßt werden könnte.

So bestechend diese Analogie ist, so muß aber doch berücksichtigt werden, daß ebenso gute Gründe für die Deckennatur vorgebracht werden können. Denn in manchen Punkten hinkt die Gleichstellung mit dem Marteller Granit: Eine durchgreifende Lagerung wurde nur in ganz seltenen Fällen sicher beobachtet und ebenso ist die Durchäderung nur an einem im Verhältnisse zur ganzen Erstreckung der Augengneise sehr beschränkten Umkreis beobachtet worden, während beim Marteller Granit ersteres ziemlich häufig und in viel großartigerem Ausmaße anzutreffen ist, und das gleiche gilt auch für die Durchäderung, wenn man die Sulzbergischen Vorkommen in Betracht zieht; es fehlen auch bei den Angelusgneisen alle Zeichen von Kontaktmetamorphose, wie solche am Pegmatit in Gestalt der Turmalinbildung ziemlich oft zu sehen ist (abgesehen von den Kontaktbildungen im Kalke, wozu beim Angelusgneis keine Gelegenheit vorliegt). Das Vorkommen einzelner durchbrechender Gänge und jene Durchäderung kann bei einem derartig mächtigen Deckensystem, das jedenfalls nicht als Ganzes auf einmal, sondern in mehrmaligen Ergüssen hervorgebrochen sein müßte, sehr wohl lokal vorkommen, da ja das Magma auch irgendwo aus der Tiefe emporgebrochen sein muß und bei dieser Gelegenheit auch von einem solchen Schlote aus eine Injektion der nächst anliegenden Schiefer stattgehabt haben kann.

Die Struktur des Gesteines kann als eine Porphyrstruktur aufgefaßt werden, bei welcher durch Kataklase die Feldspate ihre Eigenform verloren haben, die eventuell vorhandenen Quarzeinsprenglinge vollständig zerdrückt wurden (da ja die Quarze immer am ersten Druckwirkungen durch Zerbrechen erliegen) und das ganze Gestein eine Schieferstruktur erhielt. Der Umstand, der am meisten für die Deckennatur spricht, ist aber die Lagerungsform und die Verbreitung. Die fast ausschließlich konkordante Lagerung in den Schiefern, die Wechsellagerung mit den letzteren, besonders aber die in so weitem Umkreise herum konstante s t r a t i g r a p h i s c h e Stellung an der Grenze zwischen Gneis und Phyllit. Der Spielraum, innerhalb welchem sich die Pegmatite der Ortleralpen finden, ist doch ein weiterer — sie treten tief in der Gneisformation und im Phyllit noch auf — während jene sich in der Laasergruppe an die Grenze halten und auch im Vintschgau- und Trafoiertale weichen sie von dieser Zone kaum weit ab. Auch der Augengneis von Stavel im Sulzberg liegt an der Basis der Phyllite und ebenso treten in Nordtirol im nördlichsten Teile

der Ötztaler Alpen (nach den Mitteilungen Dr. Ohnesorges[1]) gleiche Augengneise in gleicher Horizontierung auf. In guter Kenntnis dieser stratigraphisch festliegenden Stellung derartiger Gesteine hat schon Stache[2]) als erster Erforscher dieser Gegenden und auf Grund seiner umfassenden Kenntnis fast der ganzen kristallinen Gebiete der Ostalpen diese Gesteine, die er als „Knoten- und Wackengneise" bezeichnete, als Schichtglied zwischen Gneis und Quarzphyllit angeführt und in Äquivalenz gestellt mit den Laaser Schichten („Gesteine der sogenannten Schieferhülle, Kalkphyllitgruppe"), mit denen jene Augengneise wechsellagern und mit deren Verschwinden westlich vom Laasertale jene an Mächtigkeit rasch anschwellen. Stache vergleicht sie genetisch mit den Südtiroler Porphyrdecken und deren Tuffen. In stratigraphischer Beziehung parallelisiert er ihn mit dem Arollagneis der Walliser Alpen. Wie schon Diener[3]) betont hat, leiden aber Gleichstellungen dieser Art an der Schwierigkeit der sehr verschiedenen Entwicklung der kristallinen Schieferserien in den Ost- und Westalpen. Der Arollagneis liegt am Matterhorn über dem Kalkphyllit, nach den Darstellungen Dieners liegt er zwischen einer oberen (Valpelina) und einer unteren Phyllitgruppe (Mischabelhörner, Val di Bognanco etc.) beides Verhältnisse, die mit der Lage des Augengneises in der Laasergruppe nicht übereinstimmen, da er hier, auch wenn man die Deutung der Laaser Schichten als Kalkphyllitgruppe mit Stache annehmen würde, höchstens zu einer Nebenordnung beider käme.

Die im vorhergehenden aufgezählten Gründe, besonders aber die stratigraphischen Gesichtspunkte — die konstante Lage zwischen Gneis und Phyllit, die weite Verbreitung derartig gelegener Augengneislager — lassen mir die Deutung als Deckensysteme als die wahrscheinlichere erscheinen.

Granulit von der Frischelwand.

Anhangsweise sei im Anschlusse an die Granite noch ein Gang von Granulit aufgeführt, der an der Frischelwand im Pedertal zwischen den Amphibolitlagern zutage kommt.

Es ist ein sehr feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein von weißer Farbe, in dem lose verstreut einzelne Granaten als winzige rote Tupfen bemerkbar sind. Das Mikroskop zeigt, daß es ein Gemenge von Quarz und Kalifeldspat mit einzelnen relativ größeren Granatkörnern und gelegentlich winzigen Fetzchen von Biotit ist.

[1]) Siehe auch Ohnesorge, Die vorderen Kühtaierberge. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1905, pag. 175 u. f.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

[3]) Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen, 1891, pag. 121 u. 122.

Tektonik.

Die Laasergruppe ist tektonisch nur ein Ausschnitt aus dem zusammenhängenden Faltenwurfe der gesamten Ortleralpen. Vom Marlingerjoch bei Meran läßt sich bis zum Cevedale eine im Phyllit liegende Schichtmulde beobachten, welche ungefähr dem Gebirgskamme folgt. Nördlich von ihr fallen in den schattenseitigen Berghängen des Vintschgaus bis Latsch herauf, die Schichten fast ausnahmslos steil bergein, also nach Süd, beziehungsweise Südost. Es wurde an anderer Stelle [1]) als wahrscheinlich hingestellt, daß es sich nicht um einen einfachen Muldenschenkel, sondern um nach Nord überkippte Faltung handelt. Diese südfallende Region nun setzt sich über das Martelltal in die Laaser Berge herüber fort, verbreitet sich hier aber so, daß der weitaus größere Teil der Gruppe in ihr liegt. Vom Praderberg, Schafspitz—Jennewand an, das heißt von den unmittelbar über der Etsch aufragenden Vorbergen bis zum Ursprung der Plima, zum vergletscherten Scheidekamm zwischen Martell und Sulzberg fallen die Schichten durchaus nach Süden ein. Den Nordrand der südfallenden Schichtmassen bildet im östlichen Teil eine nach Nord überkippte Falte — die Marmorfalte der Jennewand — deren östlichste Ausläufer als „knieförmige" Falte am Fuß des Gebirges jenseits des Martelltales sich bis gegen Naturns fortsetzt. Daran schließt sich, mit den südfallenden Schichten ein Gewölbe zusammensetzend, eine Randzone von steil N fallenden Schichten, welche die steilen hohen Berghänge des Vintschgaus bilden.

Die Verteilung der Schichtneigung tritt auffallend deutlich in der jetzigen Form der Berge hervor. Die Hänge, mit denen die Berge sich aus dem Etschtale erheben, entsprechen in ihrer Steilheit und den oft hervortretenden Felsstufen ganz den N fallenden Schichtplatten, während anderseits die Phyllitberge des anderen Teiles eine ausgesprochene pultförmige Gestalt haben: nach N die steil abbrechenden Schichtköpfe, nach Süden ein der mäßigen Neigung der Schichten nachgebildetes sanftes Gehänge. Dies fällt besonders an den Seitenkämmen auf (Saugberg, Lorkenwand—Schluderhorn etc.).

Jene riesige südfallende Schichtmasse besteht aus Quarzphyllit; eingelagert in sie, beteiligt sich an diesem Südfallen auch der Augengneis der Angelusgruppe. Im Norden kommen unter dem Quarzphyllit die auch noch gleichliegenden Laaser Schichten zutage, während im Martell- und Suldental die Phyllitgneise die Basis bilden. Auch die Lager des Martellgranits neigen sich gleichsinnig mit dem Phyllit gegen Süden.

Die Neigung der Schichten nimmt gegen Süden zu; in den am weitesten nordwärts vorgerückten Teil, der Tschengelserhochwand, liegen die Schichten sehr flach und die Phyllitkappe auf dem Augengneis besitzt eine selbständige flachmuldige Einbiegung. Das Streichen ist im Martelltal vorwiegend NO—SW, gegen das Suldental zu dreht es sich mehr in ONO—WSW und in der Angelus- und

[1]) Ultentaleralpen, II. Teil. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904.

Tschengelhochwandgruppe ist es meist ungefähr OW. Ober Sulden neigen sich die Schichten großenteils westlich gegen das Tal hinab (Silberblais, Schöneck, Rosimkanzel) und dementsprechend beobachtet man NS bis NW—SO-Streichen.

Daß dieser ganze südfallende Schichtkomplex nicht eine tektonische Einheit ist, erscheint von vornherein wahrscheinlich, da man sonst für den Quarzphyllit die entschieden unwahrscheinliche Mächtigkeit von 6—10 *km* annehmen müßte. Vollständige Falten innerhalb dieses Komplexes sind nicht zu sehen. Wohl aber sind Anzeichen dafür vorhanden, daß mehrere Schuppen übereinander liegen.

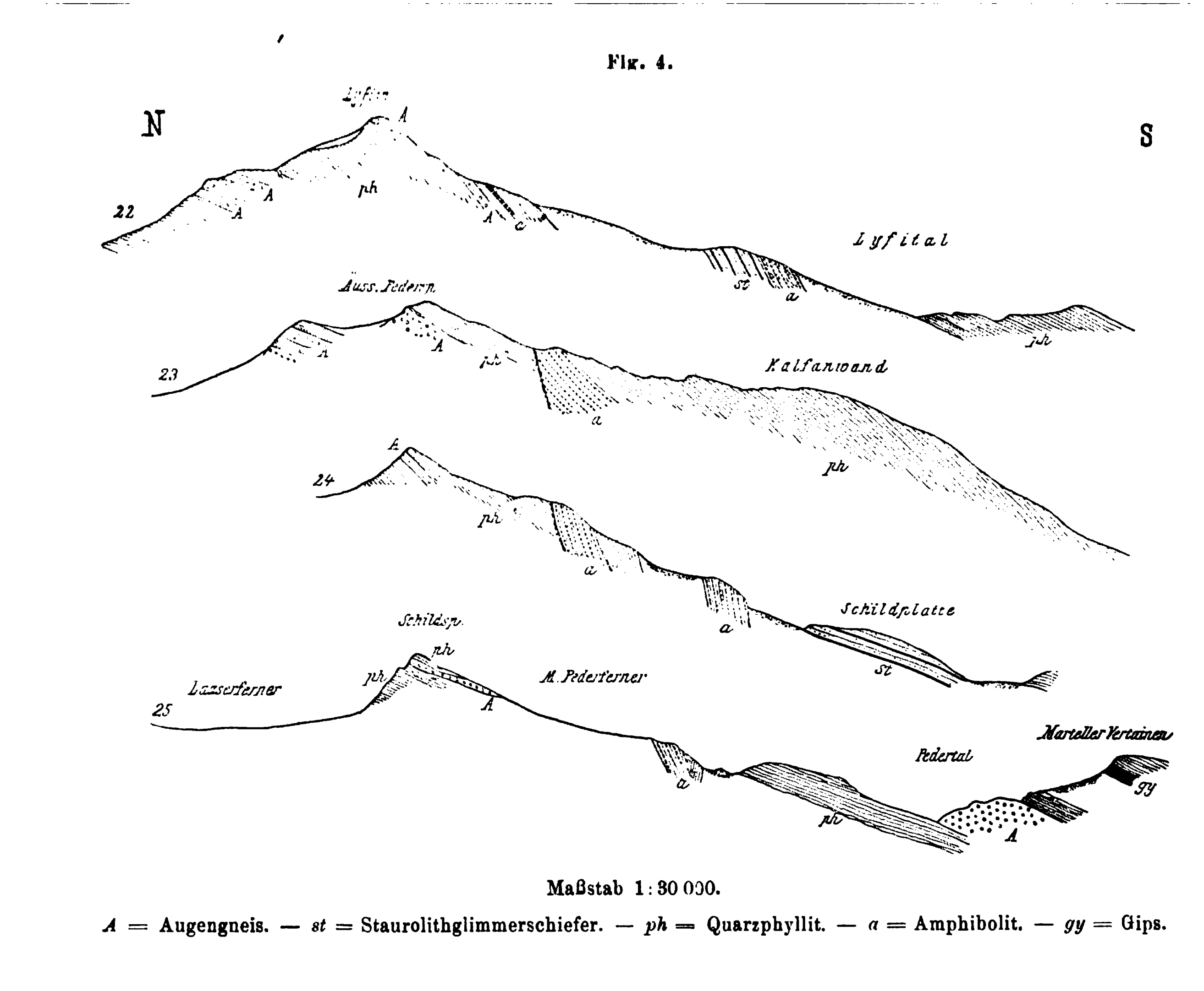
Zunächst wurde aus stratigraphischen Gründen schon bei früherer Gelegenheit[1]) vermutet, daß die Chloritschiefer des Eisseespitzkammes Zeichen einer Überschuppung seien, da diese Gesteine in den umliegenden Gegenden im Hangenden des Quarzphyllits auftreten, hier aber noch von der ganzen Phyllitmasse zwischen Eisseespitz—Mutspitz und dem Cevedale—Hochfernerkamm überlagert werden.

Deutliche Störungen aber begleiten die Amphibolite des Peder- und (Suldener) Rosimtales. Der Amphibolit der Sonnenwand ist an seinem Nordrand deutlich an eine Verwerfungsfläche angepreßt. (Siehe Profil 23, Fig. 4.) Im Lyfital erleidet dieses Amphibolitlager eine Knickung seines Streichens aus der OW in die NW—SO-Richtung. Die Amphibolite ober der Schildplatte stoßen in sehr steiler, fast seigerer Stellung von den flachliegenden Schichten der Schildplatte ab. (Profil 24.) An der Schildplatte selbst und an dem in der Mitte des Lyfitales gelegenen Felskopfe (P. 2835) erscheinen hier mitten im Phyllitgebiet Staurolithschiefer, die im Habitus jenen der Laaser Schichten sehr ähnlich sind, nur ist das „Grundgestein", in dem die Staurolithe (und Granaten) stecken, mehr phyllitisch als bei jenen. Diese Staurolithschieferlager entsprechen ihrer stratigraphischen Stellung nach etwa jenen Staurolithschieferlagern, die im Laaserspitz in den tiefsten Teilen des Quarzphyllits, das heißt an der Grenze gegen die Laaser Schichten, auftreten. Diesem Wiederauftauchen der tiefsten Quarzphyllithorizonte entspricht es auch, daß beide Vorkommen in der Taltiefe auftreten, während auf den Höhen ringsum nichts davon zu sehen ist. Das Auftreten dieser Basisschichten ist ein sicheres Zeichen der gestörten Lagerung der ganzen Quarzphyllitmasse, da bei normaler Lagerung die ganze kolossale Quarzphyllitfolge Pederspitz—Troppauerhütte unter diese Schichten einfiele. Tatsächlich bietet ja auch die Diskordanz mit den angrenzenden Schichten ein Anzeichen der Störung. Korrespondierend mit dem Vorkommen des Peder- und Lyfitales kommen jenseits des hohen Bergkammes in der Tiefe des Rosimtales auch wieder die Staurolithschiefer zutage und mit ihnen auch Amphibolite, welche von jenen überlagert werden. Es wurde bereits oben die Lagerung dieser Amphibolite beschrieben; sie liegen in einer steil gegen West in die Tiefe sinkenden Wölbung; sowohl im Rosimtal wie an der „Kanzel" kommen unter den Phylliten in Begleitung der Amphibolite wieder die Staurolithschiefer zum Vorschein. Da nördlich davon, am Zaybach und westlich am Kuhberg

[1]) Geologische Aufnahme d. Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, 1.



Fig. 4.



Maßstab 1 : 30 000.

A = Augengneis. — *st* = Staurolithglimmerschiefer. — *ph* = Quarzphyllit. — *a* = Amphibolit. — *gy* = Gips.

bereits wieder die Phyllitgneise anstehen, so entspricht ihre stratigraphische Stellung ganz der der Laaser Glimmerschiefer ober Göflan. Am Zaybach und ober dem Postamt Sulden fallen die Phyllitgneise gegen NW ein, liegen also scheinbar auf den Phylliten, zwischen Zaybach und dem Gehänge ober dem Suldenhotel fehlt es aber auf eine große Strecke hin an jedem Aufschluß, so daß das gegenseitige Lagerungsverhältnis nicht bestimmt werden kann.

Längs dem Nordrande liegen die südfallenden Quarzphyllite auf den Laaser Schichten, welche vom Laasertal östlich eine selbständige, gegen Nord übergeneigte Falte bilden. Die Verbindung mit dem Hinterland ist bei dieser Falte auf die Strecke Laaserspitz-Ennetal (Kirche) durch eine Überschiebungsfläche unterbrochen: der ganze Saugberg besteht aus Phyllitgneis und Pegmatit, beides als unmittelbare Fortsetzung der gleichgebauten gegenüberliegenden Talseite des Martell. Ebenso wie am Flimmsee über dem Phyllitgneis der Quarzphyllit unmittelbar auflagert, so geht auch der Phyllitgneis des Saugberges in den Wänden des Laaserspitz und am Schlichtberg (Schichtelberg der Karte) rasch in Quarzphyllit über. Der dem Saugberg nördlich gegenüberliegende Kamm Weißwandl-Laaserspitz besteht aus Staurolithglimmerschiefer und auch der oberste Teil des Saugbergkammes, wo er sich mit jenem Kamme vereinigt, besteht aus solchen Staurolithschiefern; steigt man nun an dem steilen Nordgrat zum Laaserspitz hinauf (Profil 11 auf Taf. XVI [III]), so trifft man an der Scharte ober der Vereinigung jener Grate schon Phyllitgneis, darüber folgen wieder Staurolithschiefer, dann klettert man über phyllitische Schiefer, die höher oben deutlich den Charakter von Phyllitgneis haben, und am Gipfel selbst steht man auf den Platten des Quarzphyllits, der von hier an ununterbrochen bis zu den fernen Gletscherkämmen im Süden reicht. Diese Phyllitgneislagen am Nordgrat sind der westlichste Zipfel des Phyllitgneises des Saugberges und man ist deshalb gezwungen, nachdem die Staurolithschiefer aus den früher angeführten Gründen sehr wahrscheinlich als jünger anzusehen sind als die Phyllitgneise, anzunehmen, daß diese Gneisbasis der Phyllite längs dieser Linie Laaserspitz-Ennetal auf die Laaser Schichten hinaufgeschoben ist.

In den obersten Wänden des Laaserspitz gegen die Schwarzewand (NW) treffen sich Phyllitgrenze und Überschiebung; letztere läuft vielleicht innerhalb der Übergangszone von Quarzphyllit zum Glimmerschiefer noch weiter als eine der Beobachtung sich entziehende Blattverschiebung. Darauf deutet das Vorhandensein einer zweifellosen Bruchlinie, welche bei Bodenhof das Suldental überquerte und deren konstruierte Fortsetzung mit der Laaserspitzlinie zusammenträfe. (Siehe diesbezüglich die Voranzeige über die Neuaufnahme der Ortlergruppe in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Nr. 6.)

Von der „Laaserfalte" selbst wurde oben ein Überblick gegeben. (Siehe die Profile Fig. 2 und Taf. XVI [II]). Diese Falte wechselt innerhalb ihres Längsverlaufes rasch ihre Form. Sie beginnt im Ultentalergebirge mit der „knieförmigen" Falte, wie sie bei Latsch zu sehen ist. Am Eingang des Martelltales richtet sich diese Falte senkrecht auf und ist am Eichberg (Alter Läger) als nach oben offene

normale Mulde zu sehen. Weiter westlich wird sie gleich enger zusammengepreßt, vom Nordschenkel durch einen Längsbruch eine flache Scholle abgeschnitten. Die Muldenachse verläuft südlich des Kammes. Dies zeigt der Querschnitt. Am Göflaner Schartl (Laaserschartl) ist die Muldenmitte ganz am Kamm. Von hier an westlich kippt die Mulde nach Norden über und bleibt in dieser Lage bis an ihr westliches Ende. Diese Mulde ist aber durchaus einseitig; wir haben einen steilen südfallenden Südschenkel und anderseits einen Nordschenkel, der teils eben liegt, teils sich nach Norden abwärtssenkt. Dem südfallenden Schenkel gliedert sich aber ein gleichliegender an, die zusammen dergestalt eine zusammengeklappte, steil gegen N übergeneigte Falte bilden. Am Weißwandl und Mitterwandl ist die nordschauende Mulde zu sehen; an der Jennewand die ganze

Fig. 5.



Fältelungen in der Mitte der überkippten Mulde der Laaser Schichten. Rechtsseitige Wand der Schlucht zwischen Mitterwandl und Göflaner See.

Falte. An der Südseite der Marmorlager, an denen diese Tektonik am augenfälligsten hervortritt, liegen hier die mächtigen, gleichmäßig S fallenden Staurolithschiefer bis zur genannten Überschiebungslinie. Von Ennetal (Kirche) östlich liegt keine Überschiebung mehr vor, wohl aber wahrscheinlich eine senkrechte Bruchfläche. Es steht nämlich am linken Ufer der Plima bei Salt noch der Staurolithglimmerschiefer an, flach N fallend und am rechten Ufer der Phyllitgneis mit SO fallen. Die Jennewand wird aus der Falte der Marmore gebildet. Wo der steil stehende Flügel in den wagrechten übergeht, haben mehrfache kleine enge Fältelungen stattgefunden, wie sie an der Westwand der Jennewand schön zu erschauen sind (Taf. XVI [I]). Ebenso sind dieselben in kleinerem Ausmaße in der Schlucht, die vom Mitterwandl zum Göflaner See hinaufführt, schön zu sehen, wie aus Fig. 5 ersichtlich

ist. Es sind an der Jennewand aber nur die höheren Lagen der Laaser Schichten so hoch empor geklemmt worden; denn die in der Tiefe liegenden Lager bilden, wie am Eingang des Schwarzwandgrabens zu sehen ist, nur eine ganz flache Antiklinale. Bemerkenswert ist, daß fast alle guten Steinbrüche in dem horizontal liegenden Schenkel liegen; nur die am Nordfuß der Jennewand liegen in dem steil aufsteigenden. Die flachliegenden Lager sind eben viel weniger zerklüftet; allerdings sind es gerade auch die mächtigsten und am wenigsten von Schieferlagen durchzogenen Lager, welche im liegenden Schenkel ausbeißen.

Weniger gut entwickelbar als in dem besprochenen Teile ist die Tektonik in der nördlich davon gelegenen Zone, da sich hier Mangel an Aufschlüssen mit Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung vereinen. (Profil 1—7 [Fig. 2]).

An die Schichtmulde beim Alten Läger schließen sich am Eichberg nordfallende Phyllitgneise an und über diesen liegen am ganzen Hang bis Morter hinab und bis Holzbruck hinüber Staurolithglimmerschiefer. Längs der Linie Eichberg—Plaßnegg—Sonnenwart kommen darunter die Phyllitgneise hervor mit den Amphiboliten. Zusammen mit dem südfallenden Schenkel der Mulde am Kamm liegt hier also ein regelrechter Sattel vor, in dessen Kern die älteren Schichten zutage kommen — vorausgesetzt, daß diese Phyllitgneise wirklich schon das liegende der ganzen Glimmerschieferentwicklung bilden und nicht nur eine faciell verschiedene tiefere Lage. Die flachen Terrassen des Nörderberges sind mit Glazialablagerungen, dichtem Wald und Humus bedeckt und bieten nur an den etwas steileren Hängen zwischen der Terrasse von Folmart-Aigen und der höheren Terrasse von Bärenstall—Haselhof—Weißkaser und am Fuß des Berges Aufschlüsse; gute Aufschlüsse bietet aber der den äußeren vom inneren Nördersberg trennende Graben von Tafraž und seine Verzweigungen. In dem mittleren Quellast dieses Grabens treffen wir wieder die an die Kammulde sich anschließende Antiklinale; sie ist steiler aufgerichtet und besteht aus Staurolithglimmerschiefer mit Marmorlagern; die Sattelachse liegt hier also wahrscheinlich tiefer als am Eichberg. Suchen wir den Zusammenhang mit den östlichen Aufschlüssen, so stoßen wir zunächst im nächsten östlichen Quellgraben (unter Weißkaser) auf eine kleine Querstörung: eine eigene kleine NS streichende Antiklinale. An den Abhängen der Terrasse des Nördersberges gegen den Tafrazer Graben sehen wir weiters, daß die einheitlich N fallende Schichtfolge des Eichberges hier durch OW verlaufende seigere Brüche in mehrere Schollen zerteilt ist; an die steil südfallenden Staurolithschiefer bei Weißkaser schließt sich eine nördliche Scholle an, die aus flach N fallendem Phyllitgneis mit einer mächtigen Platte von Granitgneis besteht, daran stößt wieder ein sehr steil südfallender Stock von Staurolithglimmerschiefer mit ein paar Marmorlagen; dieser wird nördlich begrenzt von fast seiger stehendem Granitgneis und daran schließen sich am steileren Gehänge ober Wiben nordfallend Phyllitgneise, ebenfalls mit einem Granitgneislager, und am Hang von der Terrasse von Wiben gegen den Marmorweg hinab stoßen wieder flach S fallende Schiefergneise gegen den Augengneis, verbunden mit

einer teilweisen Drehung der Schichten in NW-Streichen. Gegen Osten lassen sich diese Schollen nicht weiter verfolgen; in dem Graben und den Hängen zwischen den beiden Terrassen sieht man die Fortsetzung der unteren N fallenden Phyllitgneise und Granitgneise bis Wiben hin, begleitet von Amphibolit und Marmor. Am Wege von Folmart nach Bärenstall trifft man auch noch die südlich davon anstoßenden S fallenden Staurolithschiefer. Das meiste ist verdeckt; in dem Gehänge unter dem Ebenen Wald, gegen Sonnenwart und Plaßnegg hinab, trifft man, wo an den Hohlwegen der Fels zutage tritt, durchaus den nordfallenden Phyllitgneis.

Im großen und ganzen bilden die Schichten am Nördersberg also eine Antiklinale, deren westlicher Teil von Längsverwerfungen zerschnitten ist. Am Fuße des Berges tritt bei Holzbruck und am Marmorweg bei Göflan flaches Südfallen ein oder wenigstens flachere Lagerung der Schichten als weiter oben, so daß hier wieder eine schwache Aufbiegung zu einer sehr flachen Mulde vorliegt, die aber durch kleine Störungen, zum Beispiel bei dem Amphibolit im Graben unter Folmart, betroffen wurde.

Die westlichen Verzweigungen des Tafrazer Grabens liefern leider fast gar keine Aufschlüsse, so daß hier der Anschluß an die westlicheren Profile sehr unklar ist. Die mehrfachen Marmorlager des mittleren Astes verschwinden vollständig.

Im Graben der Göflaner Alpe sehen wir am Mitterwandl die gegen N offene Mulde der Marmore: ihr nördlicher Schenkel liegt fast eben und senkt sich in kleinen Knickungen gegenüber der Göflaner Alpe (Kantine) etwas nach abwärts. In der Muldenmitte liegen am östlichen Begrenzungskamme Glimmerschiefer, die aber tiefer herab in Phyllitgneise übergehen; auf der Seite gegen den Tafrazer Graben gehen sogar feinkörnige quarzitische Gneise daraus hervor. An der Talstufe zwischen Kantine und Kleinalm sind die Schiefer wieder mehr phyllitisch und granatführend und fallen teilweise flach bergein. Den anderweitig beobachteten Faziesschwankungen nach kann man mit gutem Rechte jene gneisigen Gesteine auch noch zu Laaser Glimmerschiefern rechnen. Es ergibt sich dann eine einfache Überlagerung der von der Kleinalpe abwärts anstehenden Gneise durch die Laaser Glimmerschiefer. Diese Gneise neigen sich steil nach N abwärts. Einzelne Glimmerschieferlager (bei Spießhof) wurden schon früher als Zeichen eines faziellen Überganges angeführt. Daneben treten quarzitische feinkörnige Gneise auf, ähnlich denen bei Latsch, und zu unterst über der Etsch die Amphibolite, die von Göflan bis Laas zusammenhängend durchstreichen. Das Auftreten von gneisigen Schichten nahe der Muldenmitte der Laaser Schichten, wie es östlich der Göflaner Alpe eben beschrieben wurde ist noch auffallender westlich der Göflaner Alpe: an die Jennewand lehnen sich nördlich zwei kurze Seitengräte an wie die Armlehnen eines Lehnstuhles; zwischen ihnen liegt die „Untere Alpe“. Auf dem Marmor am Fuße der Jennewand liegen deutliche Laaser Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefer), auf ihnen aber jene Seitengräte bildend mit mäßigem Nordfallen, feinkörnige quarzitische Gneise wechsellagernd mit Phyllitgneis und mit einer Einlagerung von Amphibolit. Tiefer abwärts am Gehänge kommt

unterhalb des Weges, der von der Kleinalm zur Unteren Alm führt, noch einmal ein Marmor in sehr flacher Lagerung zutage, der gerade die ideelle Fortsetzung des Marmors auf der Kleinalm bildet, also noch zum Laaser Glimmerschiefer zu rechnen ist. An dem westlichen der beiden Seitenkämme werden jene Gneise, beziehungsweise der Amphibolit am Nordabhange des höchsten Teiles von einer Verwerfung abgeschnitten und stoßen hier wieder an Glimmerschiefer. In der Felsrinne gegen Tarnell hinab stehen zu oberst auch noch diese Glimmerschiefer an, gegen unten zu liegen aber darauf die Phyllitgneise. Diese nordfallenden Phyllitgneise bilden, soweit der dichtbewaldete Hang eine Beobachtung zuläßt, das ganze weite mit den Schichten gleichgeneigte Gehänge zwischen unterem Laasertal und dem Tale der Kleinalm, am unteren Rande umsäumt von Amphibolit.

Bei den Gneisen an den genannten zwei Seitenkämmen ist es nicht nötig, eine Hinaufschiebung älterer auf jüngere Schichten anzunehmen, sondern sie können ebenso wie jenseits der Göflaner Alm als zu den Laaser Schichten gehörig angenommen werden. Die untere Grenze würde ungefähr der Marmor in der Höhe der Kleinalm bilden. Für die ober Tarnell auf den Glimmerschiefern liegenden Gneise muß aber eine Aufschiebung parallel den Schichtflächen zur Erklärung herangezogen werden. Die Lage dieser Schubfläche ist nicht erkennbar.

Während in dem Stücke Göflaner Graben—Laasertal demnach der früher erwähnte Sattel (Nördersberg—Tafrazer Graben) ganz verschwunden ist, kommt er jenseits des Laasertales wieder zum Vorscheine. An der Ostseite des Laasertales zeigen die Marmorlager, daß der Nordschenkel jener Mulde hier noch ziemlich gleichmäßig flach nach Norden geneigt ist. An der anderen Seite des Tales aber begegnen wir auf einmal wieder einer sattelförmigen Aufrichtung der Schichten, die genau im Streifen des Sattels Tafrazer Graben—Nördersberg liegt. Man kann dieses rasche Wiederauftreten einerseits auf das ebenso rasche, fast vollständige Auskeilen der mächtigen Marmorlager, anderseits auf eine Querverwerfung zurückführen, deren Lage der des unteren Laasertales entspricht, da die Inkongruenz der beiden Talseiten im unteren Teile eine deutliche ist; im oberen Teile dagegen ist sicher keine Querverwerfung mehr vorhanden.

Vom Laasertal gegen Westen ist dieser Sattel dann kontinuierlich zu verfolgen bis an die Westgrenze unseres Gebietes. Der hohe Schichtsattel der Jennewand ist allem Anscheine nach nur eine lokale Emporzerrung der höheren Schichtlagen; denn wir haben oben schon gesehen, daß die Marmorlager in der Tiefe des Tales unter ihm sich nur zu einer ganz flachen Antiklinale erheben, die an der Westseite des Tales vollständig im Südschenkel des obigen — aus dem flachen Nordschenkel der Laaserfalte hervorgehenden — Sattels verschwindet. Die Achse dieses Sattels liegt ungefähr auf der Linie: Prader Schafhütte—Kaltes Gangl—Mutterseck—Stierberg. Ihr Verlauf ist kein geradliniger, sondern macht mehrfache Krümmungen. Auf ihrem Südschenkel ruhen unmittelbar die südfallenden Laaser Schichten und Quarzphyllite. Ihre Nordschenkel bilden die steil nordfallenden Phyllitgneise; die Sattelwölbung selbst liegt, soweit gerade da Auf-

schlüsse sind, bald im Phyllitgneis (Mutterseck, Tschrinbach), bald im Laaser Schiefer (Kaltes Gangl), bald gerade an der Grenze beider.

Es wurde schon oben besprochen, daß sich diese Lagerungsverhältnisse am besten durch eine teilweise Altersgleichheit von Glimmerschiefer und Phyllitgneis erklären lassen, wodurch die sonst notwendige Annahme einer Überschiebung entbehrlich wird.

In dem nordfallenden Schenkel des Sattels sind mehrfach Brüche und Verschiebungen an Verwerfungen zu beobachten. Das Profil 18 Taf. XVII [IV]) durch den Graben von Tschengelsburg zeigt zwei parallel dem Schichtstreichen verlaufende seigere Brüche, die sich auch östlich gegen das Tschengelsertal hin ein Stück weit verfolgen lassen. In dem auf der Karte fälschlich als Hengstböden bezeichneten Gehänge ober Daneidhof hat eine Drehung der Schichten in NNW-Streichen längs der Störungslinien stattgefunden. Auch am Eingange des Laasertales sind die Schichten, abgesehen von der Querverwerfung, auch von kleinen Störungen im Streichen betroffen worden.

Gewiß entziehen sich viele weitere solche Bruchbildungen mangels der nötigen Aufschlüsse und mangels der ausreichenden Klarheit der Schichtfolge der Beobachtung. Quetschzonen in den Gesteinen, Schichtknickungen wie die am Tschrinbach sind Andeutungen derselben.

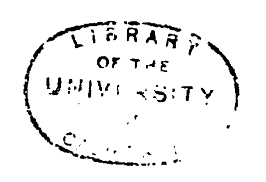
Besonders aber gewährt das Studium des westlich anschließenden Gebietes, des Trafoiertales, des Ortlerstockes und der Umbrailgruppe Bestärkung in der Annahme von Bruch- und Überschiebungslinien, da solche dort deutlich nachweisbar sind und mit großer Wahrscheinlichkeit eine Fortsetzung derselben gegen Osten erwartet werden kann.

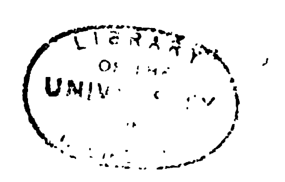
Eine Hauptbruchlinie bildet die Westgrenze des vorderen Teiles der Laasergruppe. Es ist die Störungslinie Trafoi—Gomagoi—Prad, längs welcher einzelne große Schollen von triadischen Dolomiten in überkippter Lagerung oder vielfach zertrümmerter Schollung tief in die Vorgebirgsmassen hinabgesunken sind. Solche Schollen sind die obenerwähnten dolomitischen Kalke in der Schmelz bei Prad. Eine nähere Darstellung werde ich im Zusammenhange mit der Geologie des Ortlerstockes später geben.



Auffaltung der Laaser Marmore an der Jennewand.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LVI, 1906.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.





Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.

Von Dr. Otto Ampferer.

Mit 42 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Auf zweifachen Wegen hat die Geologie tiefen Einfluß auf die moderne Weltanschauung geübt, indem sie einmal das wundervoll verschlungene Wurzelwerk alles organischen Lebens aus unbekannter Tiefe erhob und weiters uns im steinernen, scheinbar starren Antlitz der Erde eine Fülle von bewegten oder beweglichen Zügen verstehen lehrte. Der Macht dieser Anregungen aber steht ein ungeheures Feld zur wissenschaftlichen Erforschung gegenüber, das in solcher Weite, solcher Unerschöpflichkeit vor den Augen keiner anderen Wissenschaft sich breitet.

Die steten Erschütterungen und Erweiterungen unserer Zeit-, Raum- und Kraftvorstellungen hat die Geologie mit der Astronomie gemeinsam, von der sie sich jedoch durch die Nähe und Anschaulichkeit ihrer Schauplätze unterscheidet. In keiner anderen Wissenschaft aber ist der Schatz der gesicherten Beobachtungen im Vergleich zum Unerforschten, zur Unendlichkeit des Möglichen so bescheiden wie hier und nirgends gehört daher die Hypothese, die Theorie so zum unumgänglichen täglichen Werkzeug des Forschers.

Das mag für viele den Anlaß zu einer geringeren Schätzung bedeuten und gibt der Geologie als Wissenschaft den äußerlichen Anschein des Vergänglichen und Ungefestigten — für den Forscher jedoch kann nach meiner Einsicht nur eine tiefere Lust daraus entspringen, indem die Beschäftigung mit dieser Wissenschaft Schritt für Schritt den schlummerlosen, vollen Einsatz alles geistigen Erkennens fordert, soll anders das Ziel des Strebens rein und klar auf Näherung der Wahrheit gerichtet sein.

So scheint uns hier neben der Fülle des Erreichten vor allem der unermüdlich achtsame, stete Entscheid zwischen nahem und nächstem Irrtum als besonders wertvolles und vornehmes Gepräge dieses Denkens, welches von jeder Mechanisierung, Sensation und allgemeinen Verbreiterung entehrt wird.

Wenden wir uns nun unserer Aufgabe zu.

In der neuesten Zeit sind in den Westalpen Hypothesen der Gebirgsbildung entstanden, welche durch das ungeheure Ausmaß und

die Heftigkeit der angenommenen Bewegungen alle Verständigen in Verwunderung gebracht haben.

Man kann diese Bewegungen gewissermaßen als riesenhaft übertriebene, mehrfache einseitige Faltungen in jenem Sinne begreifen, den E. Suess dieser Erscheinung gegeben hat.

Während nun aber diese Ideen in den Westalpen viele und eifrige Anhänger gewannen, stehen ihnen die meisten Geologen der Ostalpen ablehnend gegenüber, da denselben eine große Anzahl von gesicherten Beobachtungen vorliegt, welche damit völlig unvereinbar sind.

Die vorliegende Untersuchung ist nicht durch die Anregungen entstanden, welche tektonische Fragen zweifellos durch das Auftauchen dieser Ideen erfahren haben, sondern stellt einen Teil der Ergebnisse von Studien dar, welche den Verfasser seit mindestens einem Dezennium in gewissem Sinne unablässig beschäftigten.

Die früher nicht geplante Beschleunigung und die gekürzte Form der Veröffentlichung dieser Arbeiten ist allerdings durch jene Anregungen bewirkt.

Die vorliegende Arbeit versucht auf einem neuen Wege zu neuen Entscheidungen und Kriterien über die Entstehung der Faltengebirge zu gelangen. Die Frage nach der Berechtigung der Schardt-Lugeonschen Überfaltungshypothese bildet somit nur einen Bruchteil der gestellten Aufgabe und wird zusammen mit der Kontraktionshypothese als eine Übertreibung derselben behandelt.

Die Festigkeitsverhältnisse der obersten Erdzone gewähren den natürlichen Ausgangspunkt für diese Untersuchung. Daraufhin werden die Bedingungen der Übertragung von Seitendrucken in einem freien Erdringe erwogen. Die hier gewonnene Einsicht wird sofort auf die geschlossene Erdschale gewendet und führt zur Aufstellung jener Faltungsformen, welche in derselben aus irgendwelchem allseitigen Druck hervorgehen können. Damit sind die Mittel für eine Charakteristik der Verteilung und der gegenseitigen Zusammenhänge der Kontraktionsfaltungen geschaffen. Die tatsächlichen Formen lassen sich nicht damit in Übereinstimmung bringen.

Während nun aber dieser Teil der Arbeit die Faltungszonen als große, einheitliche Gebilde ins Auge faßt, sucht der zweite, in die Anatomie der einzelnen Faltungen Einblick zu gewinnen. Wer mit Aufmerksamkeit die modernen Bestrebungen in der Geotektonik verfolgt, wird unschwer zur Erkenntnis gelangen, daß wir es hier mit einer von den älteren Anschauungen sehr abweichenden neuen zu tun haben.

Heute ist die Grundfrage nicht mehr so sehr jene nach der Entstehung der regelmäßigen Faltung, sondern jene nach der Bildung der gestörten.

Die großen Faltengebirge stellen sich durchaus als ganz bedeutende Verwirrungen der normalen Schichtlagerung dar. Der Begriff der Faltung, welcher auf zahlreichen Natur- und Experimentbeobachtungen beruht, gewährt uns hier die allgemeinste und rascheste Ordnung, die größte und bequemste Übersicht. Wir sind an diese Ordnung schon so gewöhnt, daß wir jede Schichtwirre zuerst mit dieser Formel prüfen und damit zu verstehen versuchen.



Je genauer man nun an zahlreichen Stellen diese Prüfung an den Schichtbauten der Faltengebirge unternahm, desto häufiger kamen Unregelmäßigkeiten, Abweichungen von der reinen Faltenform zutage.

Es ist selbstverständlich, daß die älteren Forscher bei der Weite ihrer Aufgabe unmöglich an diesen Abweichungen festhalten und etwa dieselben verfolgen konnten. Ihre Arbeit war vorzüglich eine stratigraphische, welche notwendig von der Aufsuchung der ungestörtesten Stellen am meisten zu gewinnen hatte. So konnte man mit gutem Grunde die verworrenen Schichtknäuel umgehen. Zuerst mußte unbedingt die größere Übersicht geschaffen sein, bevor ein Eingehen auf all die ungezählten feineren Unterschiede in der allgemeinen Ökonomie der Forschung berechtigt war. Wer dann der zahlreichen ausgeschlossenen, unklaren Stellen vergaß, konnte leicht vom übrigen zu einer recht einfachen Vorstellung des Gebirgsbaues verleitet werden.

Heute sind wir oder glauben wir wenigstens so weit zu sein, um für die bestbekannten Gebirge die große Frage nach der Natur der gestörten Faltung allgemein zu erheben. Diese Störung kann eine solche der Ablagerung, der Verwitterung oder der Tektonik sein. Alle drei Arten sind häufig vertreten, doch haben wir hier nur die letzte im Auge behalten. Der Versuch, diese tektonischen Störungen im allgemeinen Angriff aus einer gewaltigen Übersteigerung der einseitigen Faltung zu erklären, hat zur Überfaltungshypothese geführt. Damit ist behauptet, daß es eine typische alpine Faltenstörung gebe, und zwar eine vorwiegend horizontale.

Wir werden aus unserer Untersuchung der irdischen Faltenzonen erkennen, daß dieser Versuch unmöglich zum gewünschten Ziele führen kann. Die alpinen tektonischen Faltenabweichungen können nicht durchaus auf das Schema der horizontalen Störung zurückgeleitet werden.

Die Faltungsstränge der Erde können auch ihrer inneren Struktur nach im wesentlichen nicht durch den Einfluß der Umgebung, sondern vielmehr durch jenen ihres Untergrundes erklärt werden.

Sie sind keine passiven Zonen geringsten Widerstandes, sondern Kraftstreifen, da aus ihren Räumen häufig Bewegungen gegen die Nachbarschaft entsendet wurden.

Damit sind wir beim Inhalt des dritten Teiles der Arbeit angelangt, der die Lehre von der Abbildung des Untergrundes in der Erdhaut entwickelt. Von diesem Gesichtspunkte aus können nicht allein die Faltungsstränge, sondern sämtliche anderen inneren Regungen der Erde überschaut werden. Der Verfasser hat es mit Absicht vermieden, außer diesen allgemeinen Kriterien und gesetzmäßigen Forderungen einzelne spezielle Hypothesen an die Öffentlichkeit zu bringen. Es mag vorerst genügen, zu diesen allgemeinen Fragen eine allgemeine Stellung zu behaupten.

Der Schluß der Arbeit gibt neben einer Übersicht der Ergebnisse noch eine Kritik der ganzen hier vorgetragenen Anschauungen. Die zahlreichen Abbildungen sind für eine solche Darstellung ein äußerst notwendiger Behelf. Dies ist umsomehr der Fall, als alle bisherigen Untersuchungen dieser großen Probleme den scharfen, klaren Ausdruck der graphischen Darstellung wenig benutzt oder völlig vermieden haben.



Vorbemerkungen.

Wichtige Ausmaße der Erde. — Faltungskraft und Gesteinsfestigkeit. — Äußere Umarbeitungs- oder Mischungszone. — Begriff der gleichmäßig getreuen Verkleinerung. — Charakteristik der Erdhaut.

Die Größe und Gestalt der Erde ist durch die Angabe des äquatorialen (12.755 *km*) und polaren (12.712 *km*) Durchmessers innerhalb bestimmter Fehlergrenzen gegeben. Für unsere Untersuchungen genügt die Auffassung der Erde als kugelförmiger Körper mit einem mittleren Durchmesser von 6366·8 *km*.

Die Oberfläche wird durch 510,000.000 km^2 ausgedrückt, das Volumen durch 1,081.065,230.909 km^3. Die äußerste Kugelschale von 10, 20, 30 *km* Dicke umfaßt je ein $^1/_{213}$, $^1/_{107}$, $^1/_{72}$ des ganzen Erdvolumens.

Die Druckfestigkeit von Granit kann etwa mit 10.000 Tonnen pro Quadratmeter angesetzt werden. Die Festigkeiten der in großen Massen auftretenden Gesteine bleiben schon infolge von innerer Zertrümmerung, Ungleichmäßigkeit der Struktur, Durchfeuchtung, Durchwärmung tief unter diesem Betrage.

Die Größe der Faltungskraft, welche aus dem idealen Gewölbedrucke der freien Erdschale entspringen müßte, ist pro Quadratmeter ungefähr 1720mal größer als die Druckfestigkeit des Granits.

Wir verdanken Herrn Oberbergrat G. Wepfer eine klare und einfache Ableitung dieser Größe (Vierteljahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Jahrgang L, 1905, pag. 135—150). In Wirklichkeit dürfte dieser ideale Druck die Festigkeit der Gesteinsmassen in noch weit höherem Maße übertreffen.

Die Gesteinsarten, welche uns an der Erdoberfläche zugänglich sind, können unmöglich die ganze Erdmasse zusammensetzen. Wir wissen, daß im Innern der Erde bedeutend schwerere Massen vorhanden sein müssen. Weiters sind sämtliche Gesteine der Erdoberfläche mehr oder weniger durch äußere Kräfte, welche dem Erdinnern völlig fremd sind, verwandelt und umgestaltet.

Sofern wir unsere Betrachtungen erst dort beginnen, wo die Erde an der Oberfläche bereits von festen Massen umgürtet ist, so muß der äußeren Umarbeitungszone eine verhältnismäßig sehr enge Tiefengrenze gesetzt sein. Wir kennen aus der gesamten geologischen Erfahrung weder Versenkungen noch Hebungen von Massen, welche im Vergleiche zum Erdhalbmesser von größerer Bedeutung wären.

Das Ausmaß dieser Vertikalbewegungen aber bestimmt die Mächtigkeit jener Umarbeitungszone, welche den tieferen, in sich geschlossenen Erdkern umhüllt.

Damit ist eine sehr wichtige Unterscheidung geschaffen. Wir haben einmal eine äußere Kugelschale, welche dadurch charakterisiert wird, daß Kräfte vorhanden sind, welche jeden ihrer Teile gegen die Oberfläche zu bringen vermögen. Diese Zone kann also als eine Mischungszone begriffen werden, welche einer oberflächlichen, sehr unregelmäßigen, doch steten Umarbeitung unterworfen ist.

Die Mächtigkeit dieser Zone ist durch das Ausmaß der vertikalen Bewegungen vorgezeichnet und kann daher durchaus nicht einer selbständigen, stetigen Zunahme fähig sein.

Der innere Erdkern ist durch die Abgeschlossenheit seiner Massen gegen die Erdoberfläche charakterisiert. Seine Mischungen entziehen sich unserer unmittelbaren Einsicht. Es ist im allgemeinen ausgeschlossen, daß Massen der Oberfläche in jene Tiefe gelangen, und ebenso, daß Angehörige dieses Kernes in größeren Massen an die Oberfläche gelangen. Das gilt natürlich für den flüssigen oder gasförmigen Zustand der Erdmasse nicht.

So ist die Summe jener Massen, welche an der äußeren Umarbeitung teilnehmen können, eine ziemlich engbegrenzte. Des weiteren ist hier noch zu bedenken, daß die Umarbeitung dieser Massen eine zweifache sein kann.

Wir können nämlich eine vulkanische und eine sedimentäre Umgestaltung unterscheiden. Die eine ist durch die Emporförderung heißer Massen aus der Tiefe bezeichnet, die andere durch die Zerteilung, Umlagerung und Bewegung der Gesteine entlang der Oberfläche der Erde.

Der erste Prozeß ist im allgemeinen durch vertikale Bewegungen ein umkehrbarer, während das beim zweiten weder durch horizontale noch vertikale Bewegungen erreichbar ist. Wenn ein Gestein aus einer bestimmten Tiefe an die Oberfläche gelangt, so durchläuft dasselbe eine gewisse Reihe von Veränderungen. Schaffe ich das Gestein von der Oberfläche wieder zurück in dieselbe Tiefe, so wird es unter sonst gleichen Umständen dort wieder im früheren Zustand anlangen. Wir haben hier eine stetige Reihe von Veränderungen auf- und abwärts. Der Weg zwischen zwei beliebigen Stellen dieser Reihe kann in der einen oder in der umgekehrten Richtung durchlaufen werden, stets herrscht an derselben Stelle derselbe Zustand.

Etwas Ähnliches ist bei der sedimentären Umgestaltung nicht denkbar. Wir haben keine Möglichkeit, den Prozeß dieser Umgestaltung durch irgendwelche Bewegungen im großen wieder rückgängig zu machen.

Halten wir diese Merkmale fest, so sehen wir, daß durch eine bedeutende Senkung unter Umständen die vulkanische Förderung kompensiert werden kann, wogegen dies von der sedimentären nicht zu erwarten ist. Die sedimentäre Umformung, zu welcher hier in diesem weiten Sinne auch die organische zu zählen ist, schafft tatsächlich neue Gesteinsverbindungen, welche durch Versenken nicht unmittelbar den Gesteinen der betreffenden Tiefe gleichgemacht werden können.

Jene Umarbeitungszone, deren Tiefe also durch die Schwingungsweite der vertikalen Bewegungen bestimmt ist, hat nichts mit dem zu schaffen, was man gemeiniglich als Erdkruste, Erdrinde etc. bezeichnet.

Wir müssen auch diesen Begriffen gegenüber Klarheit zu gewinnen suchen.

Sie entsprangen dem Versuche, den Aggregationszustand des Erdinnern nach den an der Oberfläche beobachtbaren Erscheinungen einzuordnen. Wir unterscheiden feste, flüssige, gasförmige Körper-

zustände. Wendet man diese Einteilung auch auf die unbekannten Massen des Erdinnern an, so ist klar, daß man, sofern nicht die ganze Erde als starr angesehen wird, die feste äußere Hülle vom flüssigen oder gasförmigen Kern zu scheiden hat. Das wird auch dadurch nicht umgestoßen, daß die Übergänge am wahrscheinlichsten als ganz allmähliche anzusehen sind.

Es sind außer diesen einfachen Annahmen auch viel kompliziertere durch Kombinationen dieser drei Aggregatformen und Zwischenmittel aufgestellt worden. Keine dieser Annahmen kann das Verhalten des Erdinnern mit dem Verhalten einer festen, flüssigen, gasförmigen oder daraus kombinierten Körpermasse erklären. Zeigen diese Zustände dieselben Eigenschaften wie an der Erdoberfläche, so ist das ganze Erdgefüge unerklärbar. Weichen sie aber davon ab, so ist ja schon zugestanden, daß wir es mit veränderten Aggregatformen zu tun haben.

Da also die Äußerungen des Erdinnern mit der Substitution der unseren Versuchen zugänglichen Körperzustände nicht vereinbar sind, so ziehe ich es vor, solange darüber nichts Genaueres bekannt ist, von einem neuen, dem Innern der Weltkörper eigentümlichen Zustande zu reden und bemühe mich hier nicht weiter, denselben mit dem gewöhnlichen Schema zu vergleichen.

Von diesem Standpunkte aus kann man ebenfalls eine äußere Schale, deren Massen noch ungefähr unseren Erfahrungen an der Erdoberfläche entsprechen, von einem inneren Kern unterscheiden, der wesentlich andere Existenzbedingungen besitzt. Der Übergang ist höchstwahrscheinlich ein allmählicher. Die Mächtigkeit dieser Zone braucht nicht mit jener der Umarbeitung zusammenzufallen. Derzeit kann für keine derselben eine sichere Bestimmung gegeben werden.

Für unsere Untersuchung ist ein Schwanken dieser Mächtigkeit selbst innerhalb beträchtlicher Abstände ohne weiteren Einfluß und kann daher unberücksichtigt bleiben.

Dagegen ist es unumgänglich nötig, darauf hinzuweisen, daß die Veränderung des Massenzustandes gegen die Tiefe am wahrscheinlichsten eine ganz allmähliche ist.

Weiters muß noch darauf aufmerksam gemacht werden, daß einheitliche Gesteinsmassen von bedeutenden Dimensionen unter allen Umständen als verhältnismäßig sehr weiche und leicht veränderbare Gebilde begriffen werden müssen.

Da die Gegenstände, um deren Beziehungen es sich hier handelt, meistens riesengroße sind, die weit über jede unmittelbare Anschaulichkeit ragen, so sind wir gezwungen, entweder ein Mosaik von kleinen, je auf einmal überschaubaren Aufschlüssen im Geiste zusammenzufügen oder aber zu irgendwelchen bildlichen Verkleinerungen zu greifen. Besonders die zweite Methode ist ungeheuer verbreitet und ein sehr bedeutender Teil unserer Anschauungen kommt lediglich mit Hilfe von Profilen, Photographien, Karten, Reliefs etc. zustande. Die erste Methode kann natürlich nur auf persönlicher Naturkenntnis beruhen und ist daher schon an und für sich unendlich mühsamer und beschränkter in ihrer Verwendung. Große Gebiete in dieser Weise sich einigermaßen gleichzeitig und gleichmäßig zu vergegenwärtigen, ist übrigens vollkommen ausgeschlossen. Im Grunde haben wir es

auch hier mit Verkleinerungen zu tun. Sind diese Verkleinerungen nach allen Dimensionen getreu, so liefern sie uns wieder richtige Vorstellungen, zu denen wir in sehr vielen Fällen durch unmittelbare Anschauung nicht gelangen könnten.

Für die Geologie liegt aber in diesen Verkleinerungen trotzdem eine große Gefahr für Irrungen, weil besonders in tektonischen Fragen größtenteils übersehen wurde, daß Hand in Hand mit der Verkleinerung der Raumverhältnisse auch alle anderen Konstanten der Gesteinsmassen gleichmäßig verkleinert werden müssen.

Ein Beispiel wird diesen wichtigen Satz sofort erklären. Nehmen wir an, wir fänden in der Natur eine 1000 *m* dicke Gesteinsmasse von einer Breite von 10 *km* auf 5 *km* zusammengepreßt und wollten diese Verhältnisse in einem Experiment wiederholen. Wir verwenden dazu eine 10.000fache Verkleinerung (1000 *m* in der Natur = 0·1 *m* im Experiment). Sollen nun durch diese starke Verkleinerung nicht unnatürliche Bedingungen geschaffen werden, so müssen auch die anderen Konstanten der Gesteinsmasse als Härte, Biegsamkeit, Zug- und Druckfestigkeit etc. im gleichen Verhältnisse vermindert werden. Leider besitzen wir für viele hier in Betracht kommende Eigenschaften der Gesteine keine entsprechenden Messungen und keine leicht anwendbaren Methoden zur messenden Vergleichung.

Es ist hier nicht der Ort, auf diese Umstände genauer einzugehen, es mag vorderhand der Hinweis genügen, daß zur Herstellung natürlicher Bedingungen gleichmäßige Verkleinerung sämtlicher Konstanten notwendig ist, soweit dieselben durch die Raumveränderung überhaupt betroffen werden.

Für unsere Untersuchung kommt besonders die Mitveränderung der Festigkeit in Betracht, welche sich übrigens ganz leicht für diesen Zweck überblicken läßt.

Wenn wir uns aus den verschiedenen wichtigsten Gesteinsarten Säulen von gleichem Querschnitt gebildet denken, so werden diese bei einer bestimmten Höhe ihren eigenen Sockel zerquetschen. Wir können so die Druckfestigkeiten durch Höhenmaße ausdrücken und diese aufs bequemste zur Verkleinerung benutzen.

Verfolgt man diese Überlegung, so ist ohne weiteres klar, daß bei den Verkleinerungen, welche wir notwendig gebrauchen, selbst die härtesten Gesteine, wenn sie in großen Verbänden betrachtet werden, durch ganz weiche Modelle wiedergegeben werden müssen. Um auf das obige Beispiel zurückzukommen, so müßte, wenn die 1000 *m* dicke Gesteinsmasse aus festem Granit bestünde, die 1 *dm* starke Modellmasse so beschaffen sein, daß eine Säule von 1 mm^2 Querschnitt und 357 *mm* Höhe sich gerade noch selbst zu tragen vermöchte. Für die meisten gebirgsbildenden Gesteine wären jedoch noch viel weichere Massen zur entsprechenden verkleinerten Darstellung nötig.

Wenden wir diese Vorstellungen auf die Erde an, so erkennen wir, daß eine einigermaßen dickere Erdschale, sofern sie als selbständig gegen ihre Unterlage gedacht wird, durch ihre leichte Zerdrückbarkeit



charakterisiert ist. Ein beliebig herausgeschnittener Keil vermag sich nicht selbst zu tragen, sondern zerquetscht seinen eigenen unteren Teil. Desgleichen kann kein größerer Bogenteil des Erdgewölbes, sobald ihm die Unterlage entzogen wird, sich wegen seiner geringen Festigkeit schwebend erhalten.

So wird die äußere Erdschale in ihrem Verhältnisse zum Untergrund vor allem durch leichte Zerdrückbarkeit ausgezeichnet.

Um diesem wichtigen Verhältnisse auch im sprachlichen Ausdruck mehr gerecht zu werden, werde ich im folgenden statt Erdkruste, Erdrinde etc. die Bezeichnung „Erdhaut" verwenden.

Die Erdhaut ist also gegen ihren Untergrund durchaus unselbständig. Je geringer ihre Festigkeit im Verhältnis zur Größe der Erde ist, umso empfindlicher wird die Erdhaut für Hebungen und Senkungen und für jedes Gefälle des Untergrundes. Die Sensibilität der Erdhaut für Veränderungen in der Tiefe gibt allen Erscheinungen, welche aus Bewegungen der Erdhaut entspringen, ein ganz eigenes, unverkennbares Gepräge.

Über die Summierung von seitlichen Druckkräften in einem Erdring.

Gewölbe im parallelen und zentrischen Kraftlinienfelde der Schwere. — Ideelles Erdgewölbe. — Die wichtigsten Kombinationen der Kontraktion und ihre Bewegungsbilder. — Unmöglichkeit der Weiterleitung von Druckkräften, welche die Festigkeit eines freien Leiters bedeutend überwältigen. — Bedeutung und Einfluß älterer, gefalteter Massen bei neuerlicher Faltung.

(Textfigur 1—5.)

Der Einfachheit und Übersichtlichkeit halber können wir unsere Betrachtungen über die Summierung der Schübe an einem Erdring beginnen. Derselbe ist als ein streifenförmiger Ausschnitt der Erdhaut längs eines beliebigen größten Erdkreises zu denken. Wir haben ein Ringgewölbe vor uns, das sich jedoch von den gewöhnlichen Gewölben, mit denen dasselbe so häufig verglichen wurde, in wesentlichen Zügen unterscheidet. Die letzteren Gewölbe (Fig. 1) liegen in einem parallelen Schwerkraftfelde, ersteres dagegen in einem zentrischen. Schon verhältnismäßig kleine Stücke des Erdgewölbes vermögen sich nicht freischwebend zu erhalten. Daher ist die Form des Gewölbes und sein Bestand durchaus von den unterliegenden, unterstützenden Massen gegeben. Es kann überhaupt nicht als für sich bestehend angesehen werden. Endlich ist die Spannung eine im Vergleiche zur Festigkeit und Dicke ganz ungeheuer weite. Das ganze Gewölbe schwimmt auf der Unterlage.

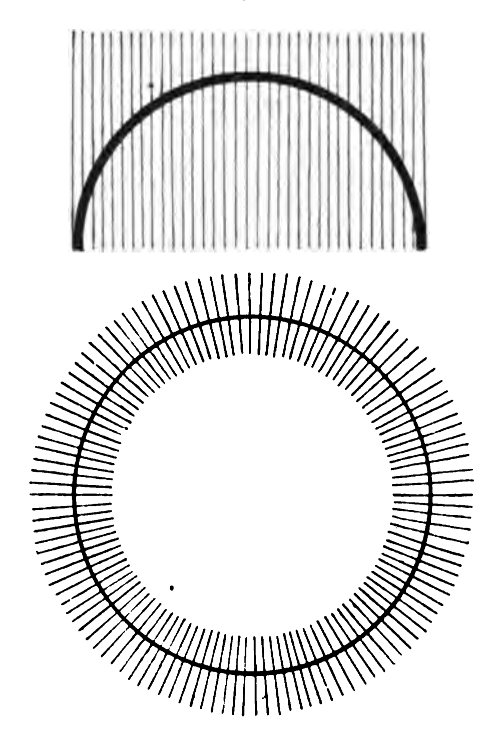
In diesem idealen Gewölbe können wir nun, um die Wirkungen der Kontraktion zu beurteilen, folgende Hauptunterscheidungen beobachten.

Es kann sich Gleichzeitigkeit oder Ungleichzeitigkeit der Kontraktion je mit Gleichheit oder Ungleichheit der Massen in bezug auf Druckfestigkeit verbinden.

Der erste Fall, Gleichzeitigkeit einer gleichartigen Kontraktion gleichmäßiger Massen, ist so unwahrscheinlich, daß er ruhig übergangen werden könnte. Wenn ich ihn trotzdem in Untersuchung nehme, so hat



Fig. 1.



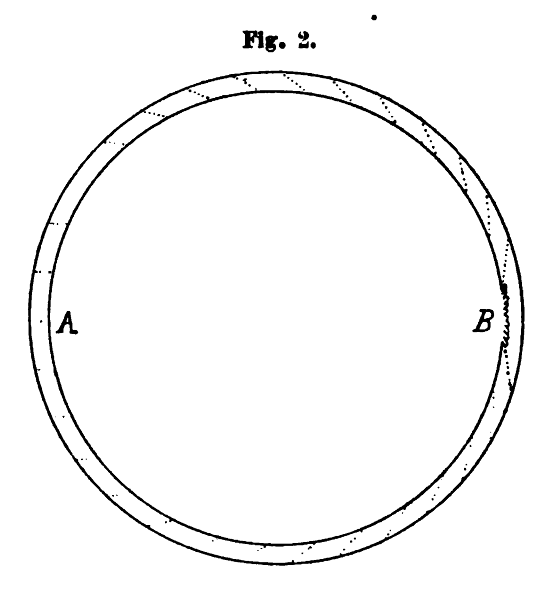
dies seinen Grund darin, daß die Summation der Schübe hier am reinsten und ungestörtesten zum Ausdrucke kommt.

Wir können uns das ganze Ringgewölbe in eine Anzahl von Teilgewölben zerlegt denken, von denen jedes dadurch charakterisiert wird, daß es sich nicht mehr selbst zu tragen vermag, sondern durch den eigenen Druck bereits zermalmt wird. Da wir eine völlig gleichmäßige Massenverteilung vorausgesetzt haben, so ist unmittelbar klar, daß wir diese Gliederung in Teilstücke von jeder beliebigen Stelle aus beginnen können, mit anderen Worten, jede Stelle des Ringes ist gleichwertig und, da der Druck die Festigkeit ungeheuer überschreitet, tritt allgemeine Zermalmung ein. Der Ausdruck der Kontraktion unter dieser Annahme ist eine gleichmäßige, allgemeine Verdickung der

Ringschicht, ein allgemeines Aufquellen der Massen, wahrscheinlich verbunden mit oberflächlicher Runzelung. Es ist wichtig, zu bemerken, daß dieses allgemeine, gleichmäßige Aufquellen der Ringmassen als Abbildung der allgemeinen, gleichmäßigen Kontraktion des Erdinnern aufgefaßt werden kann. Zu demselben Ergebnisse gelangt man auch auf ganz anderem und sehr anschaulichem Wege, wenn wir das Ringgewölbe der Kontraktion unter den gleichen Verhältnissen unterwerfen und nun, wie es gewöhnlich geschieht, annehmen, daß der Ausdruck der Kontraktion durch das Aufwerfen einer Faltenzone gegeben sei.

Verfolgen wir die Verschiebungen, welche die einzelnen Teile des Ringgewölbes dadurch erfahren, so sehen wir, daß dieselben von einem dem Gebirge gegenüberliegenden Punkte ausgehen müssen und

Fig. 2.



nach beiden Seiten hin sich vergrößern. Die beiden Maxima der einander entgegenstrebenden Verschiebungen haben unmittelbar zwischen sich die Faltzone liegen.

Den Punkt oder die Zone, von welcher die Verschiebungen ausgehen, die das Gebirge erzeugen, können wir als den Erreger A (Fig. 2) bezeichnen. Demselben ist unter gegebenen Umständen das Gebirge B völlig eindeutig zugeordnet. Da wir Gleichmäßigkeit und Gleichzeitigkeit angenommen haben, so ist ohne weiteres ersichtlich, daß jeder Punkt des Ringes ebensogut als Erreger betrachtet werden kann. Jedem Erreger muß daher eine Faltungszone zugeordnet sein können. Dies ist nur erfüllt, wenn eine allgemeine, gleichmäßige Runzelung längs des ganzen Ringes eintritt.

Eine Teilung der Druckkräfte und Summierung zu zwei riesigen Verschiebungen ist ausgeschlossen.



Es ist hier vielleicht am Platze, auf die Ungeheuerlichkeiten hinzuweisen, welche die Annahme einer solchen Summierung verlangt.

Die Faltungen und Schiebungen, welche wir in einem Gebirge beobachten können, sind unbedeutend kleine Erscheinungen gegen jene gewaltigen Verschiebungen, welche nahezu die ganze Erde umspannen. Um an einer bestimmten Stelle ein Gebirge zu erbauen, müssten von einem Gegenpol aus entgegengesetzte Bewegungen auftreten, welche fast die ganze Erdhaut von ihrem Untergrunde ablösen und darüber hinwegstülpen würden.

Zu dieser völlig irrigen Ansicht konnte nur eine ganz falsche Vorstellung von der Druckfestigkeit der Erdhaut Anlaß geben. Es ist sicher, daß bei einer ungeheuren Festigkeit eine solche Summierung stattfinden könnte. Dabei ist aber scharf zu betonen, daß damit ein ganz bestimmtes Verhältnis von Druckfestigkeit zur Erdgröße verlangt wird. Es müßte eine Festigkeit sein, welche einerseits nicht stark genug wäre, um das Erdringgewölbe frei für sich schwebend zu erhalten, und die anderseits nicht so gering wäre, um durch den Druck von Teilgewölben zermalmt zu werden. Wir sehen, sie müßte der Erdgröße genau zugeordnet sein. Wie wir schon früher bei Definition der Erdhaut ausgeführt haben, ist deren Druckfestigkeit verschwindend gering gegen den Druck eines Erdringes. Die Erde ist viel zu groß für die Druckfestigkeit ihrer Schale. Eine Summierung der Druckkräfte in der angegebenen Weise könnte bei gleicher Festigkeit des Gewölbes nur an einem bestimmten, und zwar viel kleineren Weltkörper vor sich gehen.

Ein Vergleich wird dieses Verhältnis sofort recht anschaulich machen.

Denken wir uns einen Globus von über 12 *m* Durchmesser, der kontraktionsfähig sei. Auf diesem soll ein 1 *cm* dicker Ölfarbenanstrich eine 10 *km* mächtige Erdhaut darstellen. Der Ölfarbenanstrich soll oberflächlich erhärtet sein, gegen die Tiefe zu aber noch seine Weichheit bewahrt haben. Lassen wir nun eine Kontraktion stattfinden, so wird nichts weiter als eine allgemeine Verdickung und Runzelung der Ölfarbenschicht daraus hervorgehen. Diese Verhältnisse dürften den wirklichen schon ziemlich nahekommen.

Wir haben gesehen, daß der Ausdruck der völlig gleichmäßigen Massen- und Kontraktionsbedingungen durch eine gleichmäßige Runzelung und Verdickung der Erdhaut dargestellt wird. In Wirklichkeit kennen wir weder in geologischer noch geschichtlicher Vergangenheit irgendeine Erscheinung, welche für die Möglichkeit einer gleichmäßigen Bewegung der gesamten Erdrinde sprechen könnte.

So wenden wir uns den Unregelmäßigkeiten zu.

Der einfachste Fall ist Gleichzeitigkeit, Gleichartigkeit der Kontraktion mit Wirkung auf ein ungleichmäßiges Gewölbe.

Doch ist von vornherein, da jegliche Art von Sedimentbildung und Umlagerung auf eine Vermischung und Ausgleichung hinausläuft, eine sehr große Verschiedenheit nicht wahrscheinlich.

Wenn man eine Dicke der Erdhaut von 10—20 *km* ins Auge faßt, so dürften die Unterschiede an verschiedenen Stellen nicht gar

so bedeutend sein. Jedenfalls sind die Unterschiede zwischen den vulkanischen Gesteinen größer als zwischen den aus ihrer Verwitterung und Umschüttung gebildeten Sedimentmassen. Daneben äußern Wärme und Durchfeuchtung ihren starken Einfluß auf die Festigkeit aller Gesteine. Während sich diese Verhältnisse vorderhand noch nicht einfach und übersichtlich betrachten lassen, können wir einige andere wohl überschauen. Hier ist einmal zu bemerken, daß im allgemeinen die Bildung gleichartiger Sedimente gewöhnlich über große Strecken hin erfolgt. Darauf beruht ja überhaupt die Möglichkeit einer geologischen Kartierung. Des weiteren sind ebenfalls im allgemeinen die Ablagerungsbedingungen auf der Erdoberfläche gleichzeitig an vielen Stellen dieselben. Dank dieser Erscheinung konnte die Parallelisierung der Formationen über die ganze Erde ausgedehnt und in Übereinstimmung gebracht werden.

Aus diesen Überlegungen geht für unsere Betrachtung hervor, daß, wenn es in der Erdhaut stärkere und schwächere Stellen gibt, dieselben mehrfach vorhanden und jeweils ziemlich ausgebreitet sein werden.

Trotzdem es also recht unwahrscheinlich ist, daß entlang einem Erdringe nur eine schwächere Stelle vorhanden sein sollte, wollen wir doch diese Annahme machen, da sie ja für eine Summation der Wirkungen von vornherein die meisten Aussichten zu bieten scheint. Nehmen wir also an, der Erdring bestünde längs einer bestimmten Strecke aus weicherer, weniger widerstandsfähiger Masse. Der schärfste Ausdruck für dieses Verhältnis wäre die vollständige Unterbrechung des Ringes durch eine Lücke. Es ist klar, daß man hier die Zerlegung des Ringes in die Teilgewölbe nicht beliebig vornehmen kann, sondern unbedingt von den Rändern der Lücke ausgehen muß. So sehr man nun auf den ersten Blick hin glauben möchte, daß eine Kontraktion einfach zum Schließen der Lücke führen müßte, so ist das dennoch irrig. Denken wir uns, ausgehend von der Lücke, das übrige Ringgewölbe in lauter Teilgewölbe von bekannter Definition zerlegt. Jedes derselben würde für sich einfach dem Zuge der Schwere folgen. Da sich alle gleichzeitig in demselben zentrischen Schwerkraftfelde einwärts bewegen, so entstehen gewaltige seitliche Druckkräfte. Diese Druckkräfte erreichen nun schon zwischen verhältnismäßig kleinen Teilgewölben einen Wert, der die Gesteinsfestigkeit übersteigt. Der Überdruck bewirkt so lange Zermalmungen, Aufpressungen, Faltungen, bis er durch diese Veränderungen wieder unter den Druckwert der Gesteinsfestigkeit hinabsinkt. Die Übertragung eines Überdruckes ist nur dann möglich, wenn derselbe nicht mehr durch Zusammendrücken ausgeglichen werden kann.

Wenden wir diese Erkenntnis auf unseren Fall an, so können wir, ausgehend von der Lücke, das übrige Gewölbe in eine Anzahl von Teilen zerlegen, zwischen denen sich jeweils das angesammelte Übermaß von Druckkräften durch Faltung ausgleichen muß. Die Lücke selbst wird von den benachbarten Seiten her etwas mehr verengt werden, als wenn sie mit gleich starker Masse ausgefüllt wäre. Es werden nämlich von beiden Seiten bei der Kontraktion die anliegenden Teile sich gegen die Lücke um den Betrag ihrer Einschrumpfung

vorschieben. Die Größe dieser Teilgewölbe ist wieder durch die Gesteinsfestigkeit bestimmt. Die Kraft, welche nötig ist, um das Teilgewölbe aus seiner Schwerebahn gegen die Lücke zu drängen, kann nicht größer als die Festigkeit sein, weil das Übermaß durch Faltung aufgehoben wird. Wäre die Lücke mit gleicher Masse erfüllt, so würde sie nur genau ihrer Größe und der Kontraktion entsprechend verkleinert. Dagegen wird ein Einsatz von härteren Massen unbedingt zu faltenden Bewegungen Anlaß geben. Nehmen wir an, der Festigkeitsunterschied sei so beträchtlich, daß die feste Masse beim Niedersinken ihre Ausdehnung unverändert zu bewahren vermöge. Dann muß der gesamte, auf die Lücke entfallende Kontraktionsbetrag durch Aufstauung der weicheren Nachbarzonen getilgt werden. In diesem Falle müßte eine Faltungs- oder Schiebungszone die festere Scholle umschließen.

Dadurch, daß wir uns die Masse ganz entfernt, durch eine schwächere oder stärkere ersetzt denken, können unmöglich die gesamten Druckkräfte eine andere Richtung erlangen und hierher konzentriert werden.

Wir erkennen also, daß selbst die Einschaltung einer Lücke den allgemeinen Ausdruck der gleichmäßigen Kontraktion auf die Erdhaut nicht zu zerstören vermag. Auch in diesem Falle können wir von einer entsprechenden Abbildung reden.

Wir haben nur eine schwächere Stelle angenommen. Das wird in der Natur kaum erfüllbar sein, da, dem Charakter der ganzen Ablagerungen folgend, mehrere gleiche Stellen auf jedem Erdringe zu finden sein werden. Außerdem ist der angenommene schroffe Unterschied in der Festigkeit sicher nicht vorhanden und greifen allmähliche Übergänge ein.

Wenn wir uns also den ganzen Erdring in eine Anzahl von festeren Teilgewölben zerlegt denken, zwischen welche immer weichere Zonen eingeschaltet sind, so ist es möglich, daß die festeren Teile auch nach der Kontraktion ihre Größe beibehalten haben und die weicheren Zonen dafür allenthalben gefaltet sind. Durch eine solche Zerlegung wäre es denkbar, daß die ganze Kontraktionswirkung von einzelnen Zonen absorbiert und zur Faltung verwendet würde.

Aus obigen Darlegungen geht somit klar hervor, dass bei gleichzeitiger Kontraktion und gleichförmiger oder ungleichförmiger Ringmasse niemals eine Summation der gesamten Druckkräfte und Zusammenleitung derselben gegen eine Stelle stattfinden kann.

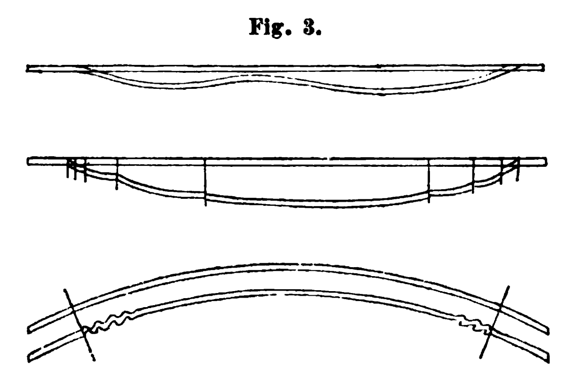
Beschäftigen wir uns nun mit den Erscheinungen einer ungleichzeitigen Kontraktion.

Damit ist natürlich schon an und für sich eine Abbildung des Erdinnern in der Erdhaut wenigstens als Zeitfunktion gegeben. Nehmen wir der Einfachheit wegen zuerst einen völlig gleichmäßigen Ring an, auf welchen die Kontraktion ungleichzeitig einwirke. Es ist hier am Platze (Fig. 3), darauf aufmerksam zu machen, daß durch Einsinken eines Gewölbeteiles nicht notwendig ein Zusammendrängen seiner Schichtmassen eintreten muß. Es sind Fälle denkbar, wo es dadurch zu Zerrungen kommen kann. Dies gilt jedoch nur für Senkungen,

welche im Vergleiche zur ganzen Ringwölbung klein sind. Dabei kommt es hauptsächlich auf den Zusammenhang der Senkung mit den stehengebliebenen Rändern an. Ist der Abbruch scharf, so muß eine Zusammendrängung entstehen; durch Einschaltung von Abbruchtreppen wird dieselbe schon vermindert, indem längs den vielen Brüchen Zermalmungen und kleine Verschiebungen auftreten. Ist der Übergang aber ein allmählicher, so braucht durchaus keine Drängung zu entstehen, es gibt viele Möglichkeiten, wobei die Gewölbekurve nach ihrer Durchbiegung dieselbe Länge oder sogar eine vergrößerte aufweisen kann. Die größere oder geringere Tiefe der Einsenkung ist hierbei nicht das Entscheidende.

Ist die Wölbung gering, so wird selbst bei gleichmäßiger Durchbiegung nur eine ganz geringe Zusammendrängung bis zur Sehne des Gewölbes stattfinden, während die weitere Senkung, falls der Zusammenhang der Schichten gewahrt bleibt, wieder zu einer Zerrung derselben führt. Da nun aber die Gesteine eine geringe Bruch- und

Fig. 3.



Zugfestigkeit aufweisen, wird diese Zerrung zu Zerreißungen Anlaß geben. Noch wichtiger sind in einem solchen Falle die gleitenden Verschiebungen und Faltungen gegen die Tiefe der Versenkung, welche die Zerrung an deren Ränder, die Pressung aber gegen die Mitte verlegen.

Wie aus diesen kurzen Anmerkungen hervorgeht, sind die Formen und Wirkungen von Einsenkungen sehr mannigfaltig. Für unsere Untersuchung geht daraus mit Notwendigkeit der Schluß hervor, daß Einsenkungen des Gewölbes unter allen Umständen den Betrag ihrer Volumverminderung, falls eine stattfindet, an Ort und Stelle zum Austrag bringen.

Es ist keine Möglichkeit zur unmittelbaren weiteren Übertragung von Druckkräften durch einsinkende Gewölbeteile auf das übrige Ringgewölbe gegeben.

Ob durch Mitwirkung der tieferen Erdmassen eine weitere Ausbreitung von Bewegungen der oberen Schichten eingeleitet werden kann, soll an einer anderen Stelle besprochen werden. Hier handelt

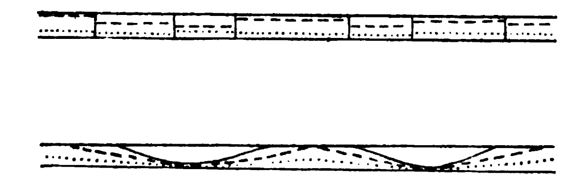
es sich lediglich um die unmittelbare Leitung und Summierung der Druckkräfte in dem ideellen Ringgewölbe.

Schreitet die Kontraktion durch viele kleinere Einsenkungen fort, so ist klar, daß dabei von einer Summierung der seitlichen Druckkräfte nicht die Rede sein kann.

Es ergeben sich nun zwei verschiedene Arten im Vordringen der Kontraktion. Entweder haben wir zugleich an mehreren Stellen (Fig. 4) Einsenkungen und die dazwischen noch erhabenen Teile sinken später ebenfalls als Einheiten nach oder die Einsenkungen verbreitern sich und wachsen allmählich zusammen.

Im ersten Falle können wir, besonders wenn die zwischen den Einsenkungen erhabenen Teile nicht zu ausgedehnt sind, dieselben als Gewölbe von viel stärkerer Krümmung auffassen. Diese Krümmung ist allerdings nicht gleichmäßig, sondern wird an den Rändern steiler. Senkt sich ein solches Gewölbe, so wird je nach seiner Größe eine mehr oder minder starke Zusammenpressung eintreten. Dieser Seitendruck wird sich an den Rändern, wo er leichter Verschiebungen bewirken kann, besonders äußern. Sind die Ränder gegen die Einsenkung

Fig. 4.



schroff und hoch, so werden gegen die letztere gerichtete Schiebungen auftreten müssen. Umfaßt ein solches Gewölbe mehrere Normalgewölbe, so wird im Innern desselben ebenfalls Zusammenpressung und Faltung stattfinden. Auch hier kann keine Übertragung des Seitendruckes in die Ferne erzielt werden.

Greifen die Einsenkungen allmählich weiter aus, so ist von vornherein eine größere seitliche Wirkung ausgeschlossen, weil ja immer nur kleine Massen gleichzeitig in Bewegung sind.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen gelangen wir, wenn wir die Wirkung ungleichzeitiger Kontraktion auf einen ungleichmäßigen Ring ins Auge fassen.

Wenn die Grenzen der Einsenkungen mit jenen von weicheren und härteren Zonen des Ringgewölbes zusammenfallen, so werden sich die günstigsten Bedingungen für eine leichtere Bereitung von Faltungs- und Verschiebungszonen bieten. Je nachdem der zuerst einsinkende oder später nachfolgende Gewölbeteil aus festerer oder weicherer Masse besteht, können hier bei schroffen Rändern die Bedingungen für Unter- oder Überschiebungen gegeben werden. Keine der hier möglichen Kombinationen kann jedoch zu bedeutenden Fernleitungen von Überdrucken Anlaß geben.

Zu einer vollständigen Übersicht fehlt nun noch eine Zusammenstellung jener Wirkungen, welche erzielt werden, wenn sich zu den früheren Bedingungen noch ein örtlich verschiedenes Ausmaß der Kontraktion gesellt.

So reich auch hierdurch die Zahl der Möglichkeiten wird, jene einer allgemeinen Summierung der seitlichen Druckkräfte zu gewaltigen, die Erde umschlingenden Schubdecken ist nicht darunter.

Wir haben die Betrachtungen an einem freien Erdring mit der Absicht begonnen, daran die Bedingungen der Summierung und Weiterleitung von seitlichen Druckkräften leichter zu überschauen. Wir sind zum Schlusse gelangt, dass eine solche grossartige Vereinigung, ein solch einheitlicher Antrieb des ganzen Ringgewölbes unter allen Umständen an der geringen Druckfestigkeit seiner Massen scheitern muss. Es ist ganz unmöglich, durch Massen Druckgrössen hindurch- und weiterzuleiten, welche die Festigkeit des Leiters bei weitem übersteigen. Wächst der Druck über die Festigkeit empor, so wird unbedingt Zermalmung, Faltung, Zerpressung, Aufhebung der Schichten eintreten, wenn dieselben irgendwie ausweichen können. Diese Möglichkeit zum Ausweichen gegen oben ist aber allerorten gegeben.

Ich möchte an dieser Stelle auch daran erinnern, daß der Ansicht von dem starken Widerstande bereits gefalteter Schichten gegenüber neuen Faltungen vielfach eine zu hohe Schätzung der dadurch gewonnenen Festigkeit zugrunde liegt. Der Unterschied zwischen einem gefalteten, besonders aber einem aberodierten Gebiete und einem von flachliegenden Schichten dürfte anders zu beurteilen sein. Gegenüber jenen gewaltigen Drucken, denen ja angeblich die Gebirgsbildung entsprechen soll, verschwinden solche Unterschiede sicherlich. Dagegen können sie allerdings bei Drucken, welche die Gesteinsfestigkeit nicht gar zu hoch übersteigen, von ziemlicher Bedeutung sein. Ein bereits gefaltetes Gebiet ist von zahlreichen Zermalmungszonen durchschwärmt, von einem Gewirr von Rutschflächen und Spalten zerschnitten. Durch die Erosion wird seine oberflächliche Massenanhäufung verhältnismäßig bald entfernt und damit an zahlreichen Stellen der Zusammenhang der gleichen Schichtmassen, der harten und weichen Lagen zerstört.

Wenn wir uns eine Folge von weichen und härteren Schichtbänken vorstellen, so ist es klar, daß dieselben (Fig. 5) einer seitlichen Zusammenpressung den größten Widerstand entgegenstellen, wenn sie senkrecht zu der Druckfläche gelagert sind, also in unserem Falle horizontal liegen.

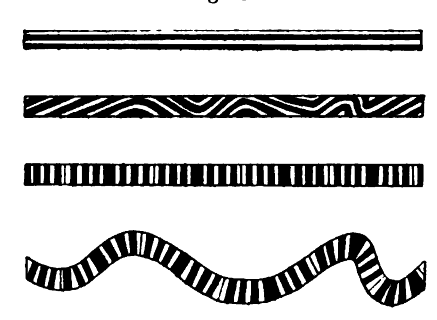
Das Gegenteil davon ist in einem sehr heftig und eng gefalteten, abradierten Gebirge erreicht, wo die Schichten parallel den Druckflächen angeordnet sind. In einem Gebirge, das nicht ausgefaltet ist, haben wir vor allem schräge Lagen vor uns. Gleichsinnig schräg oder gegeneinander geneigte Lagen (um 45° herum) bieten einer Pressung einen mittleren Widerstand. Die meisten Gebirge, die wir genauer kennen, gehören nicht zu den vollständig ausgefalteten. Außerdem ist zu erwägen, daß eine Masse von horizontalen, abwechselnd weicheren und härteren Schichtplatten eine viel größere Bugfestigkeit besitzt als eine solche aus schrägen oder senkrechten Schichtplatten. So

kommen wir zu dem Urteile, daß ein bereits gefaltetes, aberodiertes Land der Faltung weniger Widerstand leistet als eines, das aus gleichen, aber horizontal ruhenden Schichtfolgen besteht. Desgleichen sind in einem gefalteten Gebiete den Verwerfungen gleichsam schon die Wege vorgezeichnet und ist ihre Auslösung erleichtert.

Auch kommt zwischen dem gefalteten und dem ebenen Schichtenkomplex ein großer Unterschied gegenüber gleitenden, faltenden Bewegungen zum Vorschein. Geraten solche Schichtfolgen in eine schräge Lage, so findet im zweiten Falle die gleitende Bewegung schon ihre Bahnflächen vorgezeichnet, wogegen im ersten, besonders bei steiler Schichtstellung, dies ausgeschlossen erscheint. Des weiteren kann im zweiten Falle sehr leicht eine Ablösung in einzelne dünnere Zonen erfolgen, die schon durch eine verhältnismäßig geringe Kraft zu Falten gezwungen werden können. So mag der ganze Verband leicht in eine Reihe von Faltungsstockwerken zerteilt werden, während im ersten Falle die faltende Kraft die ganze Masse einheitlich und zugleich



Fig. 5.



erfassen muß. Nach dieser Betrachtung erkennen wir sofort, daß eine ebene Schichtfolge unter sonst gleichen Umständen für Neigungen empfindlicher sein muß als eine verfaltete.

Volle Berechtigung hat die Betonung des störenden Einflusses von alten Massen. Zu den vulkanischen und den archaischen Gesteinen gehören überhaupt die härtesten Massen, die in der Erdhaut auftreten. Unterstützend tritt ganz gewaltige Mächtigkeit und vielfach auch Gleichförmigkeit hinzu. Wenn an bestimmten Stellen die Erdhaut ausschließlich von solchen Massen gebildet wird, so ist klar, daß andere Stellen, wo ein bedeutender oberer Teil von schwächeren Massen besetzt ist, den ersteren gegenüber weniger fest sind.

Dies hat für die lokale Ausbildung und Formung der Faltung eine hohe Bedeutung, besonders wenn nicht gar zu riesige Kräfte ins Spiel kommen. Eine großzügige Zusammenleitung der seitlichen Druckkräfte an einzelnen Stellen kann dadurch aber keineswegs erreicht werden.

Über die Bildung von Faltungszonen im Geoidgewölbe.

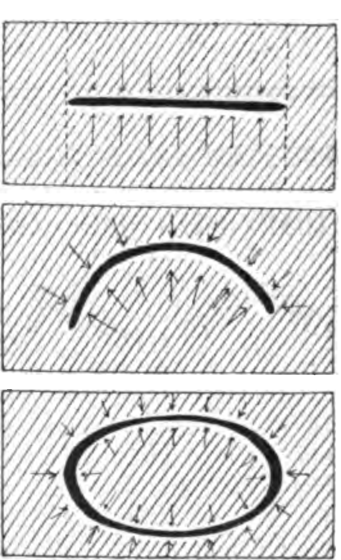
Die Grundbedingungen von Faltungen in der Ebene und im Geoidgewölbe. — Die Faltungsformen, welche aus Unregelmäßigkeiten bei der allgemeinen Kontraktion der Erdhaut entspringen. — Die gesetzmäßigen Zusammenhänge von Schollen und Faltenringen. — Unmöglichkeit der Summation und Zusammenleitung aller seitlichen Druckschübe an einer bestimmten Stelle der Erdhaut. — Das Verhältnis der Abbildung zwischen Schollen, Faltenringen und Untergrund.

(Textfigur 6—15.)

Nach dieser Abzweigung kehren wir wieder zu unserer Untersuchung zurück.

Am Erdring haben wir die Gesetze der Summierung und Weiterleitung von seitlichen Drucken verfolgt und gehen nun zum Geoidgewölbe über. Die Frage nach der Druckleitung ist hier schon durch

Fig. 6.



die Anwendung der am Erdring gewonnenen Ergebnisse teilweise erledigt. Dagegen haben Form, Zusammenhang und Verteilung der Faltungen uns eingehend zu beschäftigen.

Es soll vorausgeschickt werden, daß für den Gang dieser Untersuchung die Abweichungen der Erdgestalt von der Kugelform ohne Bedeutung bleiben. Die gefällten Urteile würden ebenso für ein Ellipsoid oder einen anderen Rotationskörper zu Recht bestehen. Wir können von einer Ebene ausgehen, um vor allem zu zeigen, in welchen Abhängigkeiten Faltungen zu ihrem Umlande stehen.

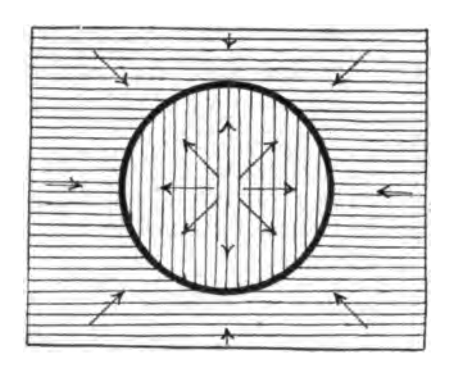
Die Faltung wird dabei als das Ergebnis von Einwirkungen der Umgebung aufgefaßt, also im wesentlichen als eine seitliche Zusammendrängung und Auftürmung von Massen (Fig. 6).

Nehmen wir eine gerade und begrenzte Faltenwelle in der Ebene an. Diese kann nur erzeugt werden durch eine oder zwei zu ihrer Längserstreckung parallele Druckreihen. Ob sie durch ein- oder zweiseitigen Schub entstanden ist, kann in vielen Fällen aus der Form der Falte selbst entschieden werden. Die Falte braucht also zu ihrer Entstehung einen oder zwei Streifen des anliegenden Landes, welche sich gegen ihren Entstehungsort bewegen. Diese Landstreifen sind durch ihre Bewegung vor der übrigen Ebene ausgezeichnet.

Haben wir statt der geraden eine gebogene Faltenwelle in der Ebene, so müssen die erzeugenden Drucke konvergierend oder divergierend angeordnet sein. Hier muß zwischen einer Innen- und Außenseite wohl unterschieden werden. Während zur Erzeugung der geraden Falte noch die einfache Bewegung der Massen gegeneinander hinreicht, müssen hier notwendig zugleich Veränderungen der bewegten Massen untereinander eintreten.



Fig. 7.



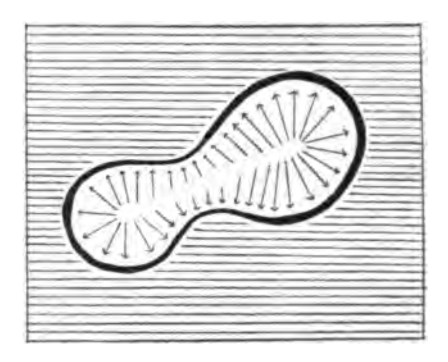
Nehmen wir an, die Bogenfalte würde durch konzentrischen Druck von außen erzeugt, so ist sicher, daß dieser Druck überhaupt nicht zur Äußerung kommen kann, wenn nicht zugleich eine Zusammendrängung stattfindet. Ebenso kann kein Druck von innen ohne Ausdehnung das Aufwerfen einer Bogenfalte vollbringen.

Bei der ganz geschlossenen Falte treten diese Zusammenhänge noch viel deutlicher hervor. Soll hier die Ringfalte durch doppelseitigen Druck gebildet werden, so muß innen Ausdehnung, außen Einschrumpfung zugleich in Wirksamkeit treten. Jede dieser beiden Äußerungen für sich kann mit der entsprechenden Druckanordnung ebenfalls die Ringfalte erzeugen. Ist die Ringfalte eine Kreisfalte, so strahlen (Fig. 7) die Drucke im Innern gleichsam von einem Punkte aus. Bei jeder anderen geschlossenen Kurve (Fig. 8) können nicht sämtliche innere Druckstrahlen in einem Punkte vereinigt werden. Bei manchen lassen sie sich in mehreren Punkten sammeln, bei anderen gehen sie von einer bestimmten Linie aus. Dabei muß im Auge behalten werden, daß die Druckstrahlen immer senkrecht auf

die Längsrichtung der Falte gezogen sind. Übertragen wir nun diese Erkenntnis auf die Erdkugelfläche und suchen wir die Bedingungen, unter denen sich durch Bewegungen der Erdhaut Faltungszonen in derselben bilden können!

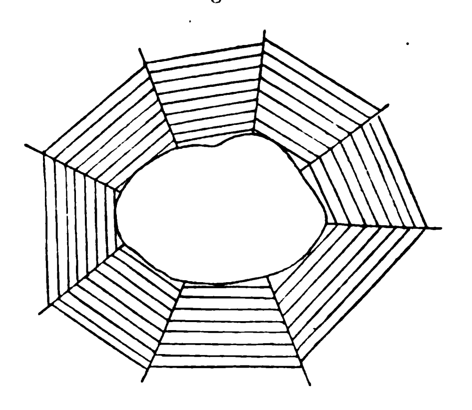
Kontraktion des Erdinnern zwinge die Erdhaut, nachzusinken und sich auf einer kleineren Kugelschale anzuordnen.

Fig. 8.



Folgen wir wieder derselben Teilung der Untersuchung wie beim Erdring, so hätten wir zuerst gleichmäßige, gleichzeitige Kontraktion auf einer gleichartigen Kugelschale zu erwägen. Durch ein-

Fig. 9.

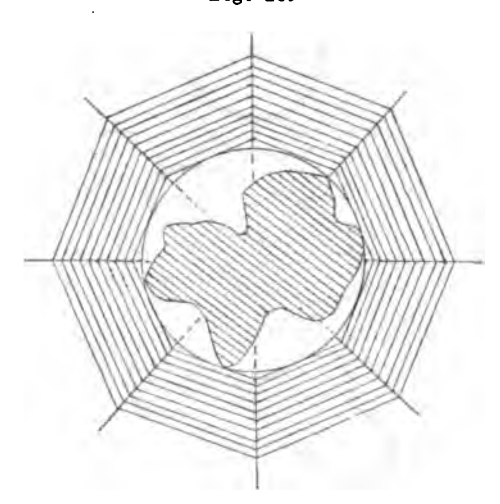


fache Übertragung des dortigen Ergebnisses erkennen wir, daß lediglich eine allgemeine, gleichmäßige Zermalmung und Runzelung der Ausdruck dieser Wirkung sein kann.

Äußert sich dieselbe Kontraktion auf einer ungleichmäßigen Schale, so können wir uns durch den Kreisring mit der Lücke eine Achse so gelegt denken, daß sie die Mitte der Lücke mit einem

Gegenpol verbindet. Durch Rotation erhalten wir eine Kugelschale mit einer kreisförmigen Lücke. Wir wissen, daß in jedem Kreisringe nur ein Schub der benachbarten Teile gegen die Lücke stattfinden kann. In der Kugelschale können aber auch diese Schübe gegen die Lücke (Fig. 9) nur jenes Ausmaß erlangen, das durch die Verkleinerung der anliegenden Massen vorgeschrieben ist. Wenn wir uns um die Lücke herum die Kugelschale durch eine Anzahl von größten Kreisen, welche sich im Mittelpunkte der Lücke schneiden, zerlegt denken, so haben wir gleichsam eine Anzahl von Keilen vor uns. Keiner derselben kann gegen die Lücke vordringen, ohne zusammengedrückt zu werden oder die anderen zu verdrängen. Da sich alle gleichzeitig senken, so kann die Lücke nur entsprechend der allgemeinen Kontraktion verkleinert werden. Was von einer Lücke bewiesen wurde, gilt auch von anderen.

Fig. 10.



Besitzt eine Lücke einen von der Kreisform abweichenden Umriß, so kann man ihr einen kleinsten Kreis umschrieben denken (Fig. 10). Die Massen außerhalb dieses Kreises hemmen sich gegenseitig im Vordrange gegen die Lücke, während jene innerhalb desselben allerdings unter Umständen frei sich entfalten können, das heißt ohne Zusammenpressung ihre Gestalt auch trotz der Kontraktion behalten. Doch sind diese Unregelmäßigkeiten nicht von größerer Bedeutung.

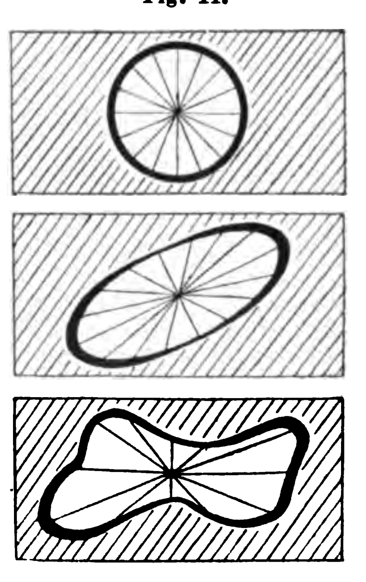
Wir können uns die Kugelschale von Löchern durchsetzt denken und trotzdem werden diese Löcher im allgemeinen nicht erheblich mehr zusammengedrängt als die anderen Massen. Die Annahme von Löchern gibt den äußersten, nie verwirklichten Fall von Ungleichmäßigkeit. Wie wir schon wissen, sind ja die Unterschiede in der Festigkeit der verschiedenen Erdstellen durchaus nicht so bedeutend. Unsere Kugelschale mit

den Löchern ist für den weiteren Gang der Untersuchung als bequemes, übersichtliches Anschauungsmittel noch beizubehalten.

Je nachdem wir uns die Lücken mit gleicher, weicherer oder härterer Masse gefüllt denken, haben wir andere Erscheinungen zu erwarten.

Die Erfüllung mit gleicher Masse stellt die allgemeine Gleichheit und die allgemeine Runzelung, Zermalmung, Aufquellung wieder her. Weichere Massen werden ebenfalls keine Veränderung hervorrufen, da sie sich leichter dem Übergange in einen kleineren Raum anschmiegen können. Denken wir uns dagegen die Lücken mit festeren Gesteinen besetzt, so werden daraus faltende Störungen folgen müssen.

Fig. 11.

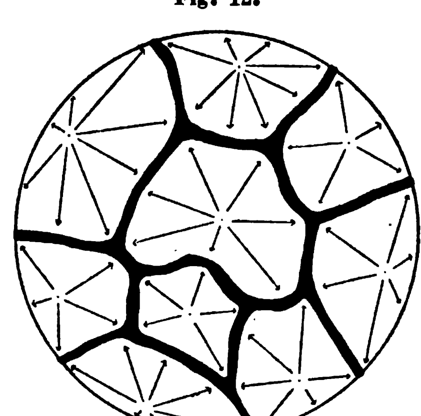


Die festere Scholle wird bei der Kontraktion ihr Volumen auf Kosten der nachgiebigen Umgebung beibehalten oder nur weniger davon einbüßen als die Umgebung. Die Folge davon ist ein gegen außen gerichteter Schub, welcher direkt proportional der entsprechenden Schollenbreite sein muß. Bei einer kreisförmigen Scholle ist er überall derselbe, wogegen zum Beispiel an einer Ellipse der längeren Achse ein größerer Vorschub entspricht als der kürzeren. Um diese Ausmaße bei einer unregelmäßigen Scholle zu erkennen, können wir folgende (Fig. 11) Überlegung benutzen. Von einer beliebigen Scholle, die ihr Volumen nicht der Kontraktion entsprechend verändert, bewegt sich nur ihr Schwerpunkt unverändert entlang seinem Radius gegen einwärts. Wenn wir den Schwerpunkt ermitteln und von ihm aus Strahlen gegen den Rand der Scholle ziehen, so müssen die einzelnen Ausmaße der Seitenschübe diesen Strahlenlängen entsprechen. Rings um eine solche Scholle

wird also ein Faltenwall aufgestaut, dessen Mächtigkeit eine getreuliche Abbildung der erzeugenden Scholle bildet.

Es braucht wohl nicht mehr besonders betont zu werden, daß eine sehr große Scholle nicht unverändert gegenüber der Kontraktion verharren kann, sondern nur soweit als ihre eigene Druckfestigkeit gestattet. Solche Schollen werden unter allen Umständen auch im Innern Zermalmungen und Faltungen erleiden. Hier handelt es sich daher nur um jenen Überschuß an Seitendruck, der an der Grenze festerer und weicherer Lagen zu faltenden Bewegungen frei werden kann. Als wichtiges Ergebnis ist festzuhalten, daß eine festere Scholle von einem Faltenringe umschlossen wird, dessen jeweilige Mächtigkeit nach der Form der Scholle sich richtet. Es können natürlich viele und sehr verschieden gestaltete festere Massen innerhalb von weicheren Zonen auftreten, doch müssen sie immer dieser Forderung gehorchen. Denken

Fig. 12.



wir uns viele und entsprechend große Schollen harter Gesteine in der Erdhaut angeordnet, so bilden die weicheren Gesteine in einem gewissen Stadium nur mehr ein Netz von verhältnismäßig schmalen Kanälen zwischen denselben. Diese Form hat insofern eine besondere (Fig. 12) Wichtigkeit, weil sie für die Theorie vom zweiseitigen Zusammenschub der Gebirge die einzig mögliche Grundformel darstellt.

Jede Scholle ist hier von einem Faltenringe umgürtet und da die Schollen einander sehr nahegerückt werden, so müssen die Faltenringe aneinanderschließen. Es ist natürlich auch denkbar, daß die Faltenringe an Stellen, wo ein ganz allmählicher Übergang der härteren in die weicheren Schichten stattfindet, sehr geschwächt, wenn nicht ganz unterdrückt erscheinen. Doch kann es sich hier der ganzen Annahme nach nur um einzelne Ausnahmefälle handeln.

In diesem Erdbilde von Schollen und Faltungskanälen kann man bei oberflächlicher Betrachtung einige Ähnlichkeit mit der Verteilung der Gebirge und alten Tafeln entdecken. Wir werden uns

später genauer mit einer Darstellung seiner Formen und notwendigen Zusammenhänge zu beschäftigen haben, aus denen sich mit Sicherheit der Schluß ableiten läßt, daß die wirkliche Gebirgsverteilung nicht aus solchen Verhältnissen hervorgehen kann. Mit dem Gegensatze von harten Schollen und weichem Umlande sind jedoch noch nicht alle hierhergehörigen Möglichkeiten erschöpft.

Neben der ungleichen Festigkeit gegen Druck kann ungleiche Wärmeausdehnung und ungleiche Höhenlage noch in Betracht gezogen werden. Wir haben diese Gruppe von Unregelmäßigkeiten bei der Untersuchung am Erdringe außer acht gelassen, da sie für die Weiterleitung des Seitendruckes nichts Wesentliches bedeuten. Ungleiche Festigkeit gegen Druck gibt Anlaß zu lokalen Faltungen, die engstens mit den Schollen verbunden sind.

Nehmen wir nun an, zugleich mit der Kontraktion trete auch Wärmeveränderung in der Erdhaut ein. Ist dieselbe gleichmäßig, so geht nichts für die Faltung aus dieser Volumveränderung hervor. Haben wir aber in der Erdhaut, die sich im allgemeinen zusammenziehe, einzelne Schollen, die sich nicht oder nur wenig verkleinern, so erkennen wir sofort, daß damit wieder rings um diese Schollen gegen außen gerichtete Schübe auftreten müssen. Wir haben wieder Schollen und darum geschlungene Faltungsringe. Eine dritte Gruppe von Unregelmäßigkeiten kann dadurch zustande kommen, daß einzelne Schollen von vornherein eine erhöhte Lage gegen ihre Umgebung innehaben. Auch hier ist bei einer allgemeinen, gleichmäßigen Kontraktion entlang den Rändern der erhabenen Schollen wieder die Möglichkeit zum Aufwerfen von Faltungsringen gegeben. Jede dieser drei Gruppen vermag also, und zwar in ähnlicher Weise, Faltungen hervorzurufen. Ihre wesentlichsten Züge haben wir schon bei Beschreibung der ersten Gruppe hervorgehoben. Es ist klar, daß sich diese Unregelmäßigkeiten zu zweien oder dreien vereinigen können, wodurch nichts weiter als eine Erhöhung und Erleichterung der Faltenbildung erreicht wird.

Mit diesen Ausführungen ist eine Übersicht jener Unregelmässigkeiten geschaffen, die bei gleichzeitiger, allgemeiner Kontraktion den Anlass zu faltenden Bewegungen geben können. Von einer Übertragung mächtiger Druckreihen und Absorption derselben an bestimmten Stellen kann keine Rede sein.

Nunmehr wenden wir uns dem Einfluß ungleichzeitiger Kontraktion zu.

Ungleichzeitige Kontraktion zerlegt die ganze Kugelschale gewissermaßen in Einsenkungen und dazwischen erhabene Schollen. In diesem Zustande kann sie mit ungleichmäßiger Kontraktion verglichen werden, von der sie sich aber insofern unterscheidet, als durch ein späteres, gleichmäßiges Nachsinken die Ungleichheit wieder beseitigt wird. Eine Einsenkung bedeutet, wie wir schon am Erdringe näher ausgeführt haben, nicht unbedingt auch eine Zusammendrängung der sinkenden Massen. In den meisten Fällen ist damit lediglich eine vorzüglich in den Randzonen angehäufte Zermalmung und Zerstückelung verbunden. Nur die ganz regelrechte Einsenkung zwischen allseitig gegen innen konvergierenden Wänden muß eine Zusammendrängung zur Folge



haben. In diesem Falle ist das Ausmaß der Raumverringerung der Tiefe der Einsenkung und der jeweiligen Breite der sinkenden Scholle proportional. Hier könnte bei entsprechender Tiefe der Senkung und Größe der Scholle eine beträchtliche Zusammenstauung erzielt werden. In Wirklichkeit kennen wir keine so begrenzten und gleichmäßig gesenkten Schollen, welche bedeutende Dimensionen erreichen würden. Dabei müssen zwei Erscheinungen als besonders charakteristisch festgehalten werden. Einmal vermag eine sinkende Scholle, und zwar selbst eine von gewaltiger Ausdehnung, nicht, ihren Seitendruck in die Ferne zu senden. Der Seitendruck in ihrem Innern muß an Ort und Stelle vernichtet werden. Derjenige aber, welcher an den Rändern allenfalls frei werden kann, ist in keinem Falle hinreichend, um das Widerlager der erhabenen Umfassung in größerem Umfange beiseite zu schieben. Ist die Scholle klein, so sieht man unmittelbar, daß durch ihre Senkung nicht weit größere Massen, die zudem noch eine höhere Stellung innehaben, weggedrückt werden können. Unter sonst gleichen Verhältnissen kann im zentrischen Schwerefelde nur eine größere (schwerere) Masse eine kleinere aus ihrer Bahn herausdrücken. Da aber, selbst wenn die Einsenkung gewaltige Massen beherrscht, doch nur eine verhältnismäßig schmale Randzone derselben für den Seitendruck gegen die Umrandung in Betracht kommt, so kann dieser Druck schon durch eine ebenso schmale Zone aufgehoben werden. In den meisten Fällen von Einsenkung wird es ja überhaupt nicht zur Entfaltung von Seitendrucken kommen, in jedem Falle aber werden dieselben die erhabene Umrandung nicht in bedeutendem Maße zu verschieben vermögen. Zweitens ist aber noch die Art der Faltung wohl zu beachten, welche aus einer Senkung zwischen konvergierenden Wänden hervorgehen müßte. Da die Raumverminderung der jeweiligen Breite der Einsenkung entspricht, so muß die Faltungszone, wenn sie allein der Ausdruck der Pressung ist, an breiten Stellen mächtiger als an schmalen sein. Sie ist also eine Abbildung der Umrisse der Senkung.

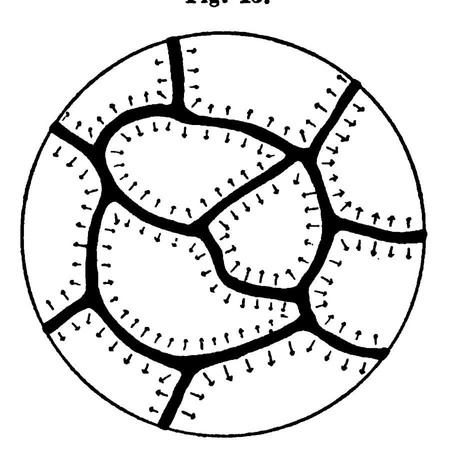
Während wir der Senkung nur in Ausnahmefällen die Möglichkeit zur Schaffung von Seitendrucken zuschreiben, kommt der Nachsenkung der erhabenen Teile jene Möglichkeit unbedingt zu.

Denken wir uns die Erdschale von zahlreichen Einsenkungen betroffen, welche jedoch keine Zusammendrängung der Schichten bewirken. Dieser erste Schritt der Kontraktion ist also ohne eine Zusammendrängung verlaufen. *Senken sich nun die erhabenen Teile nach, so muß dieser zweite Schritt den ganzen Unterschied der kleineren und größeren Kugelschale auf einmal ausgleichen.* Dadurch ist bis zu einem gewissen Grade die Möglichkeit einer Konzentration der Druckkräfte auf bestimmte Zonen gegeben. Wenn wir von einigen seltenen und darum unwahrscheinlichen Kombinationen zwischen erhabenen und gesenkten Gebieten absehen, so bleibt es am wahrscheinlichsten, daß die eine Art von Flächen von der anderen umschlossen wird. Wir hätten also wieder gleichsam Inseln zwischen einem Netzwerke von Kanälen. Je nachdem wir nun den Inseln oder den Kanälen den Vorsprung des ersten Einsinkens geben, können recht verschiedene



Formen von Faltungszonen entstehen. Bilden die erhabenen Teile Inseln zwischen schon gesenkten, so wird durch ihre Senkung ringsum ein gegen die Niederungen gerichteter Schub ausgelöst, der außerdem noch durch die schräge Neigung gefördert wird. Die Entstehung von randlichen Überschiebungen ist je nach Art der Randzone sehr erleichtert und unter Umständen der einfachste, mit der geringsten Kraft zu erreichende Raumgewinn. Die Falten- oder Überschiebungszone muß die erzeugende Scholle völlig umspannen und von Stelle zu Stelle eine Funktion ihrer jeweiligen Breite sein. Die Bewegung der einzelnen Schollenteile können wir uns wiederum ableiten, wenn wir von dem Schwerpunkte der ganzen bewegten Masse ausgehen, dessen Bahn durch seinen unveränderlichen Radius gekennzeichnet wird. Die Bedingung, daß die Faltenzone eine Abbildung des Umrisses der erzeugenden Scholle darstellen solle, ist nur bei kleinen Schollen genau erfüllt. Wir wissen ja, daß bei sehr großen auch im

Fig. 13.



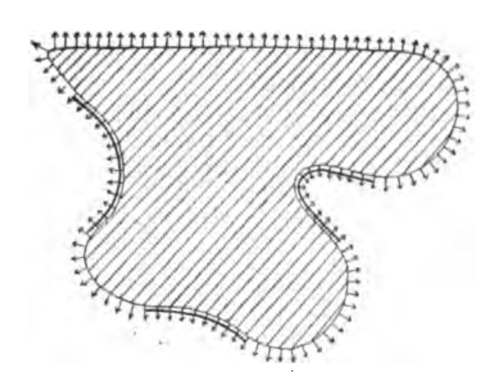
Innern bereits der Seitendruck der zusammendrängenden Massen die Festigkeit weit übersteigen und dieselbe überwältigen kann. Bei so großen Ausmaßen kommt für den gegen außen verfügbaren Seitendruck nur eine Randzone der ganzen Scholle zur Verwendung.

Wenn nun aber die erhabenen Teile der Kugelschale nicht Inseln, sondern Kanäle (Fig. 13) darstellen, so ist klar, daß hier der freien Entfaltung des Seitendruckes der Kampf um den Raum entgegenwirkt. Während im vorigen Falle die Kräfte von innen gegen außen, also divergierend, in gewissem Sinne auseinanderzerrend angriffen, haben wir hier konvergierende Schübe, welche nur zugleich mit einer Pressung der eigenen Massen auftreten können. Es lassen sich allerdings leicht Formungen der Kanäle denken, bei welchen zum Beispiel an langen Strecken fast gar keine Zusammendrängung die Bewegung gegen außen hemmt. Dafür müssen dann wieder Stellen vorkommen, an welchen diese Hemmung in den Vordergrund gelangt. Die Hemmung ist eine direkte Funktion der Krümmung des Randes

zwischen gesenkten und erhabenen Teilen. Verläuft diese Grenze auf große Strecken geradehin oder auswärts gebogen, so tritt dieselbe nicht ins Spiel. Dafür müssen auf solche Strecken umso schärfer einwärts gebogene folgen, an denen die gegenseitige Stauung der Massen eine Bewegung gegen außen zum Stillstand zwingen kann.

Bei kreisförmigem Umriß ist die Stauung eines Einwärtsschubes überall dieselbe. Der größere Kreis hat für dieselbe Strecke jedoch immer die kleinere. Alle anderen Umrisse vereinen jeweils kleinere und größere in ihrem Bereiche. Hier kommt es zur Entwicklung von Maxima und Minima (Fig. 14), deren Extreme scharfe, nach ein- oder auswärts gekehrte Spitzen darstellen. Jede solche Hemmungsstelle bedeutet eine Unterbrechung der regelrechten Faltungs- oder Überschiebungszonen. Die Form der Faltung ist von der Form des Umrisses abhängig, und zwar entspricht der schärferen die heftigere Störung, der flacheren die Rückkehr zum ruhigeren Faltenwurf. Gerade

Fig. 14.



Strecken müssen durch regelmäßige Falten bezeichnet werden. In diesem Sinne können wir also auch die Faltung als eine Abbildung der Einsenkung auffassen. Die Art der Abbildung ist allerdings eine verschiedene. Im vorigen Falle entsprach der schärferen Biegung im allgemeinen ein größerer Vorschub, hier eine schärfere Störung der Faltung durch Auftreten von gekreuzten Druckrichtungen. Dort hatten wir im wesentlichen eine Abbildung der Form der Fläche, hier eine solche der Randkurvenform. Dabei darf man aber nicht vergessen, daß wir hier in der Mächtigkeit der auftretenden Faltungen unter bestimmten Beschränkungen den Ausdruck der Größe des vordrängenden Hinterlandes vor uns haben. Erinnern wir uns für kurze Zeit der Ergebnisse der Untersuchung gleichzeitiger Kontraktion einer ungleichmäßigen Kugelschale. Auch dort hatten wir als wahrscheinlichste Formen Inseln und Kanäle einander gegenübergestellt. Aber während wir hier in beiden Fällen bei vertauschten Rollen Faltungszonen hervorgehen sehen, hatten wir dort nur bei der Annahme von Verschiedenheiten der Höhenlage die Möglichkeit einer Faltungswirkung je von Inseln und Kanälen aus. Es zeigt sich somit, daß zentrisch angeordnete Seiten-

drucke dann am ehesten faltende Bewegungen auslösen können, wenn ihnen noch ein im gleichen Sinne geneigtes Gefälle Unterstützung bietet.

Nunmehr haben wir die Wirkungen zu betrachten, die dann entstehen können, wenn zu den früheren Bedingungen als weitere Unregelmäßigkeit ein örtlich verschiedenes Ausmaß von Kontraktion hinzutritt.

Gleichzeitige ungleichmäßige Kontraktion kann man sich annäherungsweise zerlegt denken in eine gleichzeitige gleichmäßige + ungleichzeitige ungleichmäßige Kontraktion. Eine solche Zerlegung ist insofern auch in Wirklichkeit wahrscheinlich, als unter sonst gleichen Umständen eine tiefere Senkung länger andauern wird als eine flachere.

Beide Teilerscheinungen haben wir schon einzeln betrachtet und können darum auch ihre Kombination leicht überschauen.

Der erste Akt kann nur bei ungleichmäßiger Kugelschale zu faltenden Bewegungen Anlaß geben. Ihre Formen und Abhängigkeiten haben wir schon im einzelnen besprochen.

Der zweite Akt, der auf die Weiterbildung von Einsenkungen hinausläuft, wird durch das erledigt, was wir über Senkungen gesagt haben. In den meisten Fällen ist damit gar keine Zusammendrängung gegeben, wenn aber eine solche eintritt, so bleibt sie auf die nächste Nähe der Senkzone eingeschränkt.

Die zweite Gruppe von Kombinationen entspringt aus ungleichzeitig ungleichmäßiger Kontraktion. Dadurch können sowohl Verstärkungen für die faltenden Bewegungen als auch Schwächungen derselben abgeleitet werden. Wir haben gewissermaßen den ersten Schritt der ungleichzeitig gleichmäßigen Kontraktion hier als dauernde Erscheinung vor uns.

Hier muß eine Unterscheidung eingeschaltet werden.

Entweder bewegen sich überhaupt nur gewisse Teile der Erdhaut nach einwärts oder es bewegen sich alle, jedoch verschieden weit. Der erste Fall ist bereits früher erledigt worden, und zwar mit dem Hinweise, daß Einsenkungen meistens direkt keine Faltung hervorrufen können. Den zweiten Fall können wir wieder in eine gleichmäßige gleichzeitige und ungleichmäßige ungleichzeitige zerteilen. Dann gilt das, was vorhin darüber ausgeführt wurde.

Damit sind in flüchtiger Übersicht jene Gruppen von Unregelmäßigkeiten charakterisiert, aus denen faltende Seitendrucke in der Kugelschale unmittelbar bei deren Kontraktion hervorsprießen können. Wir haben für alle ganz bestimmte Gesetze ihres Auftretens gefunden, die sich sowohl auf die Ausbildung der Falten oder Verschiebungen als auch auf deren Zusammenhänge beziehen. Die Gesetze der Faltenordnung in der Kugelschale sind lediglich eine Folge des zentrischen Schwerefeldes der Kugelfläche und der den irdischen Gesteinen zukommenden geringen Festigkeit.

Somit ist die Faltung von vornherein als eine Funktion der betroffenen Gesteine und der Erdgröße aufzufassen, wenn man die Faltungserscheinungen überhaupt von einer allgemeinen Kontraktion der Erde herleiten will. Diese Gesetzmäßigkeiten müssen die Grundlagen bilden, von denen wir zur Prüfung der Gebirge der Erde vorschreiten können, ob deren Formen und Verbindungen als die not-

wendigen Folgen einer allgemeinen Erdkontraktion angesehen werden dürfen oder nicht. Bei dieser Ableitung der Verteilungsgesetze sind natürlich die Faltenzonen als Einheiten großen Stils zusammengefaßt. Sie stehen hier im Gegensatze zu unzerdrücktem oder gleichmäßig zermahlenem Lande, in welchem das Übermaß und die Allseitigkeit des Druckes das Aufkommen von Faltungen erwürgte.

Bevor wir zum Vergleiche mit den Gebirgen der Erde übergehen, wollen wir nochmals in Kürze die wesentlichsten Sätze unserer Untersuchung betonen.

Es gibt keine Möglichkeit innerhalb der Kugelschale, um die aus dem Zusammendrängen der Massen in dem zentrischen Schwerkraftfelde entstehenden Seitendrucke einseitig zu ordnen und in zwei ungeheure Druckreihen zusammenzufassen. Der dabei summierte Druck würde um das Vielhundertfache die Festigkeit der Gesteine

Fig. 15.

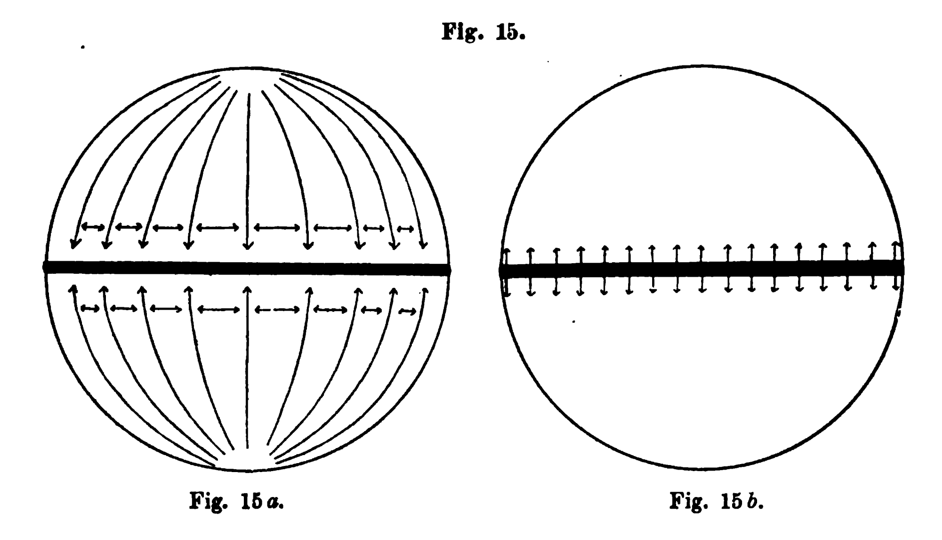


Fig. 15 *a*. Fig. 15 *b*.

übertreffen und könnte daher unmöglich durch ein so schwaches Medium weitergeleitet werden. Bedeutende Überdrucke werden an Ort und Stelle durch Zermalmung, Faltungen, Schiebungen etc. vernichtet. Ausserdem könnte in einer Kugelschale niemals, auch bei entsprechend festen Leitungsgesteinen, eine einzelne Zone um den ganzen Kontraktionsbetrag eines grössten Kreises verringert werden. Heim hat bekanntlich die Zusammenfaltung der Alpen aus dem Kontraktionsüberschusse eines vollen Erdringes abgeleitet. Wir haben das Ungeheuerliche, Unwahrscheinliche dieser Annahme schon am einzelnen Erdring erwiesen. In der Kugelschale erfordert diese Annahme noch weit umfassendere Umwälzungen aller Massen. Stellt man sich die ursprüngliche Geosynklinale, in welcher die Gesteine eines Gebirges zur Ablagerung kamen, als ein im Vergleich zur Erde kleines Becken dar, so wissen wir, daß die Zusammenpressung desselben nicht wesentlich größer sein kann als diejenige eines beliebigen anderen gleichen Flächenstückes. Der günstigste Ausnahmefall für diese Annahme

(Fig. 15*a*, 15*b*) ist erreicht, wenn die Geosynklinale längs eines größten Kreises die ganze Erde umspannt. Dann hätten wir die Geosynklinale gewissermaßen zwischen zwei riesigen Halbkugeln eingeschlossen, die sich bei einer Kontraktion von je einem Pole aus gegen die Synklinale allseitig in Bewegung setzen. Es ist klar, daß hierdurch von den beiden Polen aus gleichsam immer weitere Erdpanzerringe gegen den Äquator der Geosynklinale vorgedrängt werden. Es entsteht also, von den Polen ausgehend, in der Richtung gegen den Äquator eine immer heftigere Pressung, welche senkrecht zur ersten Druckrichtung und parallel der Geosynklinale angeordnet ist. Diese Pressung kann entweder durch allgemeines Aufquellen der Gesteine oder Einschaltung von Faltungszonen aufgehoben werden, welche, an Breite abnehmend, senkrecht von der Geosynklinale gegen die beiden Pole ziehen. Unter solchen Bedingungen kann die Geosynklinale eine sehr heftige Querpressung erleiden, welche die Längspressung überwiegt. Auch bei einer um die Erde geschlungenen Geosynklinale kann also unmöglich der ganze allseitige Seitendruck in zwei einseitigen Druckreihen entlang der Synklinale aufgestapelt werden. Ich halte eine solche Annahme aus folgenden Gründen für rechtlos.

Es hat keine Geosynklinale von dieser Gestalt und Lagerung jemals bestanden. Ebenso ist äußerst unwahrscheinlich, daß dieselbe von gleichartigen Gesteinen erfüllt würde. Die Festigkeitsunterschiede der irdischen Gesteine in größeren Komplexen sind durchaus nicht groß genug, um solche Wirkungen zu veranlassen. Anderseits ist die Gesteinsfestigkeit auch viel zu gering, um solche Drucke entlang der Erdoberfläche zu übermitteln. Die Verteilung der Gebirgszüge auf der Erde läßt sich nicht auf eine solche oder ähnliche Grundformel zurückführen. Wenn wir die Geosynklinale als weiche oder eingesenkte Zone zwischen festeren oder höheren Massen auffassen, so muß der Druck immer gegen das Innere derselben gerichtet sein. Nur wenn wir uns die ehemalige Synklinale als erhobene Zone vorstellen, kann der faltende Schub von innen gegen außen gerichtet sein. In allen Fällen muß die Faltung zweiseitig und symmetrisch angeordnet sein. Der einseitige, nach außen gerichtete Faltendrang, der an den meisten Gebirgszügen der Erde zur Schau tritt, ist unvereinbar mit einer solchen Entstehung.

Wenden wir uns nach dieser Abschweifung, welche der Heimschen Gebirgsformel galt, den weiteren Gesetzen zu!

Wenn keine Summation der Seitendrucke in großem Umfange möglich ist, so wird dadurch auch die Mächtigkeit jener Faltenzonen, welche aus der allgemeinen Kontraktion entspringen können, sehr beschränkt. Nur ganz riesige Ausmaße der Kontraktion könnten dann noch ausreichen, um die tatsächlichen großen Faltengebirge zu erklären.

Die Faltungen, welche durch irgendwelche Unregelmäßigkeiten in der Erdschale entstehen können, müssen immer die erzeugenden oder hemmenden Schollen umschließen. Schollen und Faltungsringe sind der

allgemeinste Ausdruck dieser engen und notwendigen Verbindung. Sie stehen gegenseitig in dem Verhältnisse der Abbildung. Diese Forderung kann, weiter gefaßt, als die Geschlossenheit der Druckreihen in einer Kugelschale bezeichnet werden. Als erzeugende Scholle wird diejenige angesprochen, von welcher die faltende Bewegung ausgeht, als hemmende jene, gegen welche die Bewegung gerichtet ist. Mit diesen Angaben sind in wenigen Strichen jene Faltungszonen charakterisiert, welche unmittelbar der allgemeinen Kontraktion zu entspringen vermögen. Nur in den Fällen, wo bei gleichmäßiger, gleichzeitiger Kontraktion infolge von Unregelmäßigkeiten der Gesteine Faltungszonen auftreten, sind diese vom Erdinnern unabhängig. Unter allen anderen Umständen können wir die Faltungen als Abbildungen von zeitlichen oder örtlichen Verschiedenheiten des beweglichen Untergrundes begreifen.

Diese Abbildungsfähigkeit von Vorgängen in der Tiefe ist ebenfalls eine Funktion der Gesteinsfestigkeit und nur eine bedingte, da wir uns sehr leicht Massen vorstellen können, welche dafür empfindlicher und ausdrucksvoller wären.

Über das gegenseitige Verhältnis benachbarter Faltenringe.

Die Kriterien der Kontraktionsfaltungen in bezug auf Teilung, Schlingung, Innen-, Außenseite und Umbeugung. — Selbständigkeit der Faltungszonen der Erde.

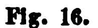
(Textfigur 16—21.)

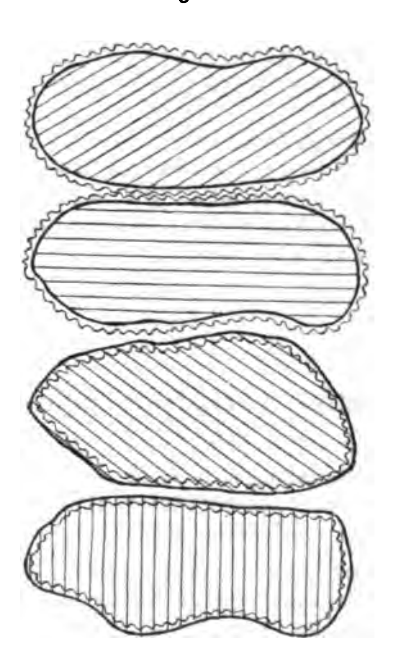
Der Fortschritt der Untersuchung gebietet nunmehr, das gegenseitige Verhältnis von Faltenringen zu betrachten, wenn sich dieselben nahekommen oder berühren. Eine Kreuzung derselben ist bei gleichzeitiger Entstehung ausgeschlossen, dagegen kann ein jüngerer Faltenring ganz wohl unter geeigneten Umständen einen älteren durchschneiden. Wie aus den früheren Ableitungen folgt, haben wir zwei verschiedene Gruppen von Faltungsringen zu unterscheiden. Bei den einen geht der erzeugende Schub von innen nach außen, bei den anderen in umgekehrter Richtung vonstatten. Legen sich (Fig. 16) zwei Ringe aneinander, so ist wohl zu beachten, daß das hierdurch entstehende, scheinbar einheitliche Gebirge aus zwei wohl geschiedenen Zonen zusammengeschweißt ist. Diese Zonen können je nach den Umständen in bezug auf ihre Mächtigkeit und Entwicklung gleichwertig oder ungleichwertig sein.

Man kann sich jede dieser Faltenzonen als durch einseitigen, überwältigenden Druck gegen ein ruhiges oder doch weniger bewegtes Vorland entstanden denken. In jedem Falle sind sie das Ergebnis eines

zum Stillstande gekommenen, einheitlichen und einseitigen Massengedränges. Stellen wir uns nun zwei benachbarte Schollen vor, welche gegen ihr gemeinsames Zwischenland hin je eine Faltenzone erzeugen. Es ist nun klar, daß jede dieser Faltenzonen für sich allein frei bestehen kann. Schwellen die Faltenzonen an, so können sie sich berühren, ja bei weitem Vordrange endlich zusammenpressen. So kann eine äußerlich einheitliche Faltenschar zustande kommen, deren innere Zwiespältigkeit sofort an den beiden Trennungsstellen der Ringe wieder zum Vorschein gelangen muß.

Umgekehrt können wir behaupten, dass jeder aus der allgemeinen Kontraktion hervorspriessende Faltenstrang, welcher sich zu teilen


Fig. 16.

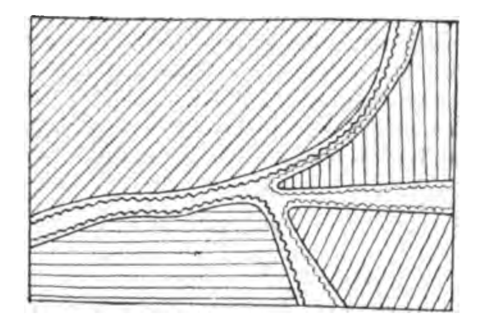


vermag, überhaupt nicht einheitlich sein kann, sondern (Fig. 17) **aus zwei Faltungsfäden bestehen muss.** Dieser Satz, der unmittelbar aus unseren früheren Überlegungen hervorgeht, steht mit der tatsächlichen Form der großen Faltengebirge in vollstem Widerspruche. Nach den Darstellungen von E. Suess müssen dieselben als einheitlich und gleichsinnig bewegte Massen verstanden werden. Wenn diese Gebirge von einer allgemeinen Kontraktion abstammten, so müßten sie unbedingt zweiteilig, und zwar mindestens von einer Abzweigung bis zur nächsten sein. Außerdem müßte der der Abzweigungsseite entgegengesetzte Teil stets den vollständigen, unzerteilten Stamm des ganzen Systems bilden. Das gilt natürlich nur für ein Gebirge, das wenigstens auf einer Seite einer einheitlichen Scholle zugehört.

So sehen wir, daß die Verzweigungen der Faltenzüge für deren Beurteilung und Entstehung sehr wichtig sind.

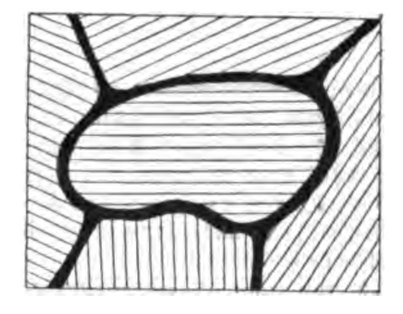
Ein Faltenring kann nicht nur einen, sondern auch mehrere Anschlüsse besitzen (Fig. 18). Diese Anschlüsse müssen immer und unbedingt auf der Außenseite der erzeugenden oder hemmenden Schollen sich einstellen. Wenn wir eine große Scholle sehen, die von

Fig. 17.



einem Faltenringe umwallt wird, der auf der Außenseite einen oder mehrere Anschlüsse anderer Ringe besitzt, so können wir mit Sicherheit die große Scholle als eine tektonische Einheit begreifen. Würde sie keine darstellen, so wäre sie noch von Faltenzügen oder Zermalmungsstreifen im Innern zerteilt. **Eine Einheitsscholle wird also von einem Faltenringe eindeutig bezeichnet und gegen die Einflüsse einer Nachbar-**

Fig. 18.

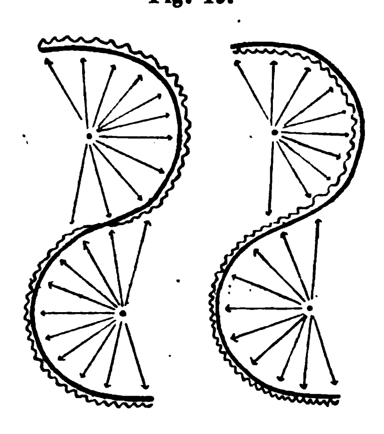


scholle begrenzt. Es ist daher ganz ausgeschlossen, dass die Innenseite eines Faltenzuges durch Umbiegung zur Aussenseite einer anderen Scholle werden kann. Das wäre überhaupt nur dann möglich, wenn nicht völlig-geschlossene Faltenringe, sondern Schlingen vorlägen. Solche **S**-förmige, mehr oder minder (Fig. 19) vollständige oder verzogene Faltenschlingen kommen in Wirklichkeit nicht selten vor.

Jeden Halbring für sich kann man als einer Scholle, einem zentrischen Drucksystem, einer Schwerpunktsbewegung zugehörig betrachten. Wenn diese S-förmige Faltenschlinge aus Kontraktionsschüben abzuleiten wäre, so müßte an der Stelle, wo die Faltenzone aus dem Gebiete der einen Schollenherrschaft in das der anderen übergeht, auch ein Wechsel der Struktur bedingt sein. Das könnte nur umgangen werden, wenn man annähme, daß der nach einer bestimmten Richtung drängende Faltenschwung ebensogut durch entgegengesetzte Schübe erzeugt werden könnte.

Diese Annahme widerstreitet allen Erfahrungen. So wenig sicher man aus einer einzelnen überschlagenen Falte auf die erzeugende Druckrichtung schließen kann, so verläßlich wird dieser Schluß, sobald man das gesamte Stauungsbild betrachtet, welches durch das Ersterben einer mächtigen horizontalen Bewegung entsteht. Hier muß unter allen Umständen wenigstens zeitlich die Innen- und Außenseite

Fig. 19.



verschieden sein. Diese Verschiedenheit ist überhaupt eine Funktion des einseitigen Schubes an sich und kann nicht umgangen werden. Da sie bestehen muß, so kann eine S-förmige Faltenschlinge nicht mit gleicher Struktur zwei entgegengesetzt wirkenden Schollenschüben zugeordnet sein. Das Bewegungsbild einer solchen Schlinge kann aus der allgemeinen Kontraktion der Erde nicht abgeleitet werden.

Nehmen wir nun den inneren Faltenring einer Scholle, an den von außen allseitig andere Ringe angeschlossen sind, so können wir diese ganze Faltungsgruppe wieder als eine Einheit nehmen. Hier steht nun dem allseitig geschlossenen inneren Faltungsringe ein unmittelbar anliegender äußerer entgegen, der notwendig aus mehreren Stücken verschiedener Faltungsringe bestehen muß.

Dieses Faltungsbild zeigt aufs anschaulichste die große Verschiedenheit zwischen dem geschlossenen inneren und dem aus mehreren Stücken zusammen-

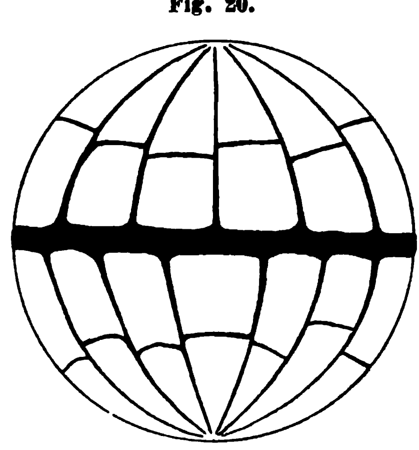
gebogenen äußeren Faltungsgürtel. Da der Umriß der Schollen stets ein im wesentlichen gegen außen gekrümmter sein muß, hätten wir also die unregelmäßige, mehrfach verknüpfte und von den Störungen der Anschlüsse zerteilte Zone stets als die konvexe im Verhältnisse zu den Schollen zu bezeichnen.

Genau das Umgekehrte beobachten wir an den Schlingen und Abzweigungen der wirklichen irdischen Gebirgszüge.

Da jeder Faltungsring im Verhältnisse zu seiner Scholle als Innenseite, im Verhältnisse zu benachbarten Schollen dagegen als Außenseite auftritt, so ist einleuchtend, daß von einer tektonischen Verschiedenheit nicht die Rede sein kann.

Die Unterscheidung einer äußeren Faltungs- und Verschiebungszone im Gegensatze zu einer inneren Zerrungszone kann an den Faltungsgebirgen der allgemeinen Erdkontraktion nicht gemacht werden.

Fig. 20.



Wir haben gesehen, daß jeder Faltenstrang, der Abzweigungen entsendet, zweifach sein muß. Diese Doppelseitigkeit hat aber mit dem Unterschiede einer äußeren Faltenlage und inneren Zerrungszone nichts gemeinsam. Beide Zonen sind tektonisch gleichwertig und nur durch den Gegensatz der Bewegungsrichtung geschieden. Eine Zerrungszone kann nicht vorhanden sein, wenigstens geht sie nicht unmittelbar aus einer allgemeinen Kontraktion hervor. Zerrungen können, wie wir erkannt haben, allenfalls zur Begleitung von Einsenkungen gehören, niemals aber zu der von Zusammenpressungen.

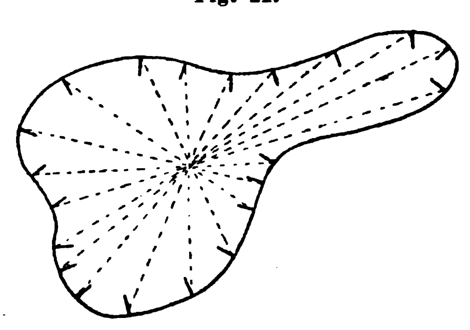
Damit ist wieder ein wichtiges Kriterium gegeben, welches uns beweist, daß die Faltenzüge der Erde in ihrem Verlaufe ganz wesentlich von jenen verschieden sind, welche aus der allgemeinen Kontraktion hervorgehen könnten.

Die Krümmung der Faltenstränge haben wir als eine notwendige Folge ihrer Entstehung aus Bewegungen erkannt, welche entweder

von Schollen ausgehen oder gegen solche gerichtet sind. Wenn die Größe der einheitlich auftretenden Schollen nicht durch die Gesteinsfestigkeit begrenzt würde, so wäre eine Erdhalbkugel jene Scholle, welche (Fig. 20) den größten Faltenring besitzen könnte. Eine solche Scholle muß in Wirklichkeit durch Unregelmäßigkeiten, durch innere Faltung und Zermalmung vielfältig zerteilt und in kleine Einheitsschollen zerlegt sein. Sie kann also nicht von einem einheitlichen Faltungsringe umschlossen werden. Wenn es trotzdem durch eine seltsame Reihe von günstigen Bedingungen zur Entwicklung eines Faltenäquators kommen könnte, so würde dieser Faltenstrang an beiden Seiten aus je einer Reihe von aneinandergeschlossenen Faltungsringen bestehen. Wir hätten hier den einzig möglichen Fall, wo in der Kugelschale der Faltungsring einer Scholle durchaus geradlinig verlaufen könnte.

Dementsprechend hätten wir zu beiden Seiten Anschlußstücke, die aller Wahrscheinlichkeit nach in Meridianen auf diesen Äquator angeordnet wären. Eine Zerlegung der Erdkugel in zwei Schalen,

Fig. 21.



von denen die eine größer, die andere kleiner als die Halbkugel ist, hat, abgesehen von der unüberwindlichen Grenze der Gesteinsfestigkeit, auch darum keinen Sinn, weil die größere Schale unmöglich gegen die kleinere bewegt werden kann. In Wirklichkeit setzt die Gesteinsfestigkeit den einheitlich bewegbaren Schollen enge Grenzen der Größe.

Gebirgszüge, welche ohne Abzweigungen bedeutende Teile der Erdoberfläche durchdringen, können daher schon aus diesem Grunde nicht aus Schüben von Schollen hervorgehen, weil es keine so großen, einheitlichen geben kann. Die Zusammengehörigkeit von Schollen und Ringen bringt aber noch eine andere (Fig. 21) Erscheinung mit sich, auf welche hier hingewiesen werden muß.

Nur wenn die Scholle kreisförmig ist, stehen die Verbindungslinien des Randes mit dem Schwerpunkte senkrecht auf ersterem.

Da wir wissen, daß die Bewegung einer Scholle durch jene des Schwerpunktes gegeben ist, stellen diese Verbindungslinien des Schwerpunktes mit einem Punkte des Randes genau die diesem Punkte entsprechende Schubrichtung dar. Die Länge der Verbindungslinien kann

zugleich als Maß des Vorschubes verwendet werden. Haben wir nun einen von der Kreisform stark abweichenden Schollenumriß, so ist es klar, daß die Druckrichtungen, welche vom Schwerpunkte ausstrahlen, nicht überall auf der Randkurve senkrecht stehen. Das tritt besonders bei schmal ausgezogenen Zungen von Schollen scharf hervor. Da die Falten senkrecht zur Druckrichtung angeordnet sind, so müssen sie an scharfen Ein- oder Ausbuchtungen schräg zum Umrisse der Scholle verlaufen. Mit anderen Worten, es kann eine Faltenzone, wenn sie einer Scholle zugehört, nicht scharfe Umbiegungen beschreiben, ohne daß an solchen Stellen das Streichen der Falten schräg zum Schollenrande gerichtet wird.

Je schmäler die von den Falten umschlossene Schollenzunge ist, desto schiefer stehen die Druckstrahlen und damit die Falten auf dem Schollenrande. In sehr extremen Fällen muß es an solchen Stellen sogar zu Zerreißungen und Verschiebungen entlang dem Schollenrande kommen.

Damit haben wir wieder ein Kriterium für die Untersuchung der Faltenzüge entdeckt. Die scharfen und engen Umbeugungen lassen uns wichtige Aufschlüsse über die Struktur und Entstehung vermuten. In Wirklichkeit können wir an der Erdoberfläche vielfach sehr enge Umbeugungen von Faltenzonen beobachten, wobei jedoch die Falten auch an den Bugstellen dem Innenrande und untereinander parallel bleiben.

Damit beweisen diese Faltenzonen ihre Selbständigkeit und Unabhängigkeit von erzeugenden oder hemmenden Schollen. Solche Umbiegungen, wo auch an den schärfsten Stellen noch immer der Druck auf dem Aussenrande senkrecht steht, können nur sehr schmale Bewegungszonen beschreiben. Dadurch wird ein Herkommen der Schübe aus grösserer Ferne aufs klarste widerlegt. Diese Umbeugungen sind absolut charakteristisch für eine verhältnismässig sehr schmale Bewegungszone. Faltenstränge mit solch glatten Umbeugungen beweisen uns sicher, dass sie nicht als Randerscheinungen von starren Schollen aufgefasst werden können. Hier liegen völlig selbständige Bewegungszonen vor.

Die sogenannten Leitlinien der Gebirge besitzen durch die Lage der alten Gesteinsmassen und die Anhäufung von Faltungen einen ganz bestimmten Bewegungssinn. In diesem Sinne kann man bei den meisten Gebirgen von Einseitigkeit sprechen. Dieser Bewegungssinn steht allenthalben senkrecht auf den Leitlinien und schliesst so eine Entstehung durch Wirkung der umschlossenen oder umschliessenden Schollen aus. Er kann sich solcherart nur dann entwickeln, wenn er allein von der Faltungszone selbst abhängig ist. Er kann nur einer schmalen Zone bei allen ihren Bewegungen gefügsam bleiben. Die enge Verbindung der Leitlinien mit dem Bewegungssinne bezeichnet die Faltenstränge als Zonen eigener Entstehungskraft. Sie stellen keine passiven Zonen dar. Sie senden Bewegungen aus. Wir können sie als Kraftlinien im Antlitz der Erde bezeichnen.

Kritik der Faltungsformen von Gebirgsbildungen durch Volumschwankungen der Gesteine oder Massenverschiebungen an der Erdoberfläche.

(Textfigur 22 und 23.)

Wir haben zu Beginn der Untersuchung die Hypothesen der Gebirgsbildung in zwei Gruppen geschieden; in solche, welche Kraft und Baumaterial aus dem Gebirgsraume oder dessen Umgebung beziehen, und in jene, welche die ganze Erde als Aufsammlungsgebiet derselben in Anspruch nehmen.

Zuerst wurde die Unmöglichkeit einer allgemeinen Summation und Konzentration der seitlichen Druckkräfte entlang der ganzen Erdfläche bewiesen. Aus einer allgemeinen Erdkontraktion können nur gewisse Faltungen hervorgehen, welche durch die Zusammengehörigkeit von Scholle und Ring charakterisiert sind. Wir haben dabei mehrfache Kriterien gefunden, welche uns zeigen, daß die Faltungen der Erdoberfläche wenigstens größtenteils auch mit diesen Formen unvereinbar sind und daher nicht einer allgemeinen Kontraktion entstammen können. Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß wir dabei nur die unmittelbar der Kontraktion entspringenden Schubkräfte berücksichtigt haben. In allen Fällen, haben wir des weiteren erkannt, sind Schollen und Ringe engstens als Abbildungen miteinander verbunden. Außerdem muß sich jeder zeitlich oder örtlich verschiedene Einfluß des Erdinnern selbst bei der allgemeinen Kontraktion an der Erdoberfläche bemerkbar machen. Wir können also von Abbildungsfähigkeit des Erdinnern reden, was außerordentlich wichtig zu bemerken ist. Die Theorie des tangentiellen Schubes hat diesen tiefsten und innigsten Zusammenhang aller Erdhautbewegungen ganz in den Hintergrund gedrängt. Sie hat die Beziehungen des Nebeneinanders der Schichten vor allem betont und die viel wichtigeren des Untereinanders übergangen.

Wir haben durch unsere Untersuchungen das Vorwiegen der vertikalen Beziehungen und Bewegungen wieder klar gemacht, ohne darum etwa im geringsten die horizontalen Bewegungen zu verkennen. Die Faltungen, die Einbrüche, die Kontinente und Meeresbecken jedoch durch die jeweils geringere oder größere Festigkeit der Gesteine gegen Seitendruck zu erklären, ist unmöglich.

Durch den Nachweis von der Unmöglichkeit der Summation der Druckkräfte über den ganzen Erdraum hin sind jene Theorien überwunden, welche Kräfte und Material der ganzen Erdoberfläche für die Gebirgsbildung zusammenraffen.

Wir können nun zu der anderen Gruppe von Theorien übergehen, welche die Gebirge auf ihrem eigenen Grunde oder in dessen Umgebung entstehen lassen.

Hier sind zunächst jene Theorien zu betrachten, welche die Aufrichtung und Faltung der Schichtmassen durch Volumvergrößerungen

derselben zu erklären versuchen. Der durch solche Volumvergrößerungen erzeugte Druck ist notwendig ein allseitiger. Wenn gleichen Massen eine gleiche Ausdehnung entspricht, so ist klar, daß die Gesamtausdehnung einer Scholle überall ihren Dimensionen gemäß sein muß. Nehmen wir, wie es ja den langen, verhältnismäßig schmalen Faltenzügen entspricht, ein entsprechend lang- und schmalgestrecktes Ablagerungsbecken an. Aus irgendwelchen Gründen trete später eine auf die Schichten dieser Geosynklinale beschränkte Volumvergrößerung der Gesteine ein. Wenn wir nun beispielsweise das Verhältnis der Länge der Synklinale zur Breite gleich 10 : 1 setzen, so ist klar, daß sich die erzielbare Verlängerung zur Verbreiterung ebenfalls wie 10 : 1 verhalten muß. Steht der Ausdehnung nun an allen Seiten ein Hindernis im Wege, so kann unmöglich ein parallel geordneter Faltenstrang entstehen, sondern nur eine allgemeine Aufhebung, eine Verdickung der ganzen Masse, vielleicht verbunden mit dem Aufwerfen von kleinen, wirr verteilten Runzeln an der Oberfläche. Eine Ausnahme könnte nur eintreten, wenn zum Beispiel die Ausdehnung in die Länge gestattet, jene in die Breite verhindert würde. Dieser Fall kann bei einer Geosynklinale der Erdoberfläche nicht verwirklicht werden. Wenn es aber nicht möglich ist, aus dem allseitigen Drucke ein- oder zweiseitigen abzuleiten, so ist damit auch die Unmöglichkeit zur Erschaffung von langen, parallelen Faltenzügen erhellt. Die tatsächliche Struktur von langen, weithin parallel geordneten Faltenwellen ist vollständig unvereinbar mit einer Entstehung aus dem allseitigen Drucke von Volumvergrößerung der Massen.

Neben den auf solche Massenschwellungen aufgebauten Theorien sind jene anzuführen, welche die oberflächlichen Massenverschiebungen für bedeutend genug erachten, um entsprechende Gegenströmungen in der Tiefe zu erzwingen. Die Bildung der ersten Unebenheiten auf der Erdoberfläche muß auch diese Theorie wie jede andere den Kräften des Erdinnern allein zuschreiben. Sind diese einmal zugleich mit den notwendigen Eigenschaften der Atmosphäre gegeben, so wird die Zerstörung unaufhörlich auf der Erdoberfläche an der Ausgleichung der Höhenunterschiede arbeiten. Im wesentlichen ist dadurch eine von den Höhen ausgehende sedimentäre Überschiebung der Tiefen gegeben. Die Höhen werden beständig erleichtert, die Tiefen ebenso fortwährend belastet. Nimmt man nun an, daß die ursprüngliche Höhen- und Tiefenverteilung einem Gleichgewichtszustande entsprach, so ist klar, daß derselbe fortwährend, und zwar in einem bestimmten Sinne gestört wird.

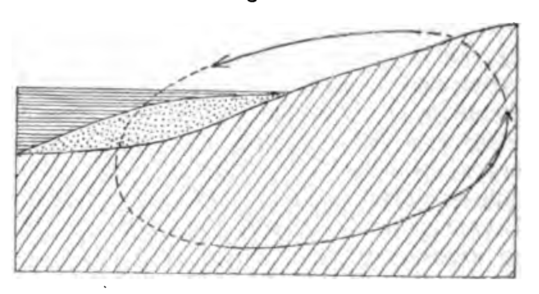
Denkt man sich nun die Erdhaut und das Erdinnere für solche Umlagerungen empfindlich genug, so hat man angeblich die Bewegungselemente für die Errichtung von Faltungsgebirgen in Händen. An der Erdoberfläche haben wir von jeder Höhe eine Massenströmung gegen die Tiefe. Dieser Oberstrom wird in seiner verschiebenden Wirkung durch einen entgegenlaufenden Unterstrom aufgehoben, der Massen, die in den Tiefen liegen, gegen die Höhen zu drängt. Wir haben also gewissermaßen (Fig. 22) eine geschlossene Bewegungsbahn vor uns, welche im Bereiche der Höhe aus dem Innern emporsteigt, im Bereiche der Tiefe aber hinabsinkt. Es wird nun angenommen, daß

der Ausgleich dieser Strömungen nicht allmählich, sondern ruckweise vor sich gehe, so daß eine entsprechende Anhäufung von Sedimenten erst den Unterstrom auszulösen vermag. Dieser Unterstrom soll nun stark genug sein, um die Sedimente zu einem Gebirge aufzustauen. Es ist wohl ohne weiteres klar, daß dieser einfache Schematismus die Erklärung der Gebirgsbildung nicht zu geben vermag. Abgesehen von all den unwahrscheinlichen Vorannahmen, ist gar nicht einzusehen, wie durch die Abtragung einer Erhöhung ein Unterstrom erzeugt werden könnte, der eine weit mächtigere und großartigere Erhebung hervorrufen soll.

Wenn man von dem ungeheuren, langsamen Wege dieser Abtragung und allem Kräfteverlust durch Reibung absieht, müßte doch immer das abgetragene Gebirge höher, größer gewesen sein als das später dadurch erzeugte. Das ist nun wider alle geologischen Erfahrungen. Im übrigen ist auch gar nicht erfindlich, warum dem allmählichen, stetigen Oberstrom nicht auch ein ebensolcher Unterstrom entspricht. Diese weit wahrscheinlichere Annahme würde aber zu einer



Fig. 22.



unendlichen Kreiswirkung und niemals zu Gebirgsbildungen führen können.

Auch in anderer Gestalt ist diese Erklärung verwendet worden.

Es sollen Einsenkungen von mehr oder minder ausgedehnten Schollen in der Nachbarschaft Erhebungen und Zusammenpressungen zur Folge haben können. Wir haben schon eingangs dieser Untersuchung hervorgehoben, daß die Erdhaut infolge ihrer geringen Druckfestigkeit sich auch nicht einmal in kleineren Gewölbeausschnitten frei schwebend zu erhalten vermag. Wir können also nicht von einem wirklich für sich allein bestehenden Erdgewölbe reden. Die Erdhaut muß jeder Senkung der Unterlage sofort nachgeben. Sie besitzt gegen das Erdinnere genaueste Empfindlichkeit und stete Folgsamkeit. Somit muß die Erdhaut als von dem Erdinnern getragen, gestützt betrachtet werden. Gibt der Untergrund nach, folgt die Schale und es wird dadurch kein auftreibender Druck an irgendeiner anderen Stelle geschaffen. Man könnte höchstens annehmen, daß der Nachbruch mit etwas zu großer Gewalt geschieht, so daß die neue Ruhelage der Scholle erst nach einem gewissen Schwingen erreicht wird. Auf solche

indirekte Weise durch Schwingungen oder Stöße könnte allerdings die Nachbarschaft beunruhigt werden. Im übrigen haben wir schon früher gesehen, daß Senkungen, besonders wenn sie große Gebiete betreffen, sicher nicht plötzlich und gleichzeitig eintreten. Auf jene Schwingungen und Stöße wird man wohl Erdbeben, aber niemals Gebirgsbildungen zurückführen können. Außerdem ist sehr zu überlegen, daß Senkungen sowohl an der Oberfläche als in der Tiefe eher zu einem Drängen der Massen gegen die neue Tiefe als zum Entgegengesetzten Anlaß geben müssen.

Die Vorstellung, daß durch Senkungen in der Nachbarschaft direkt Hebungen erzwungen würden, hat immer ein festes, für sich bestehendes Erdgewölbe zur Voraussetzung (Fig. 23). Würde hier nun gleichsam eine Scholle wie ein Stempel hineingetrieben, so müßte darinnen allerdings Kompression eintreten, welche einen Auftrieb an einer anderen, schwächeren Stelle bewirken könnte.

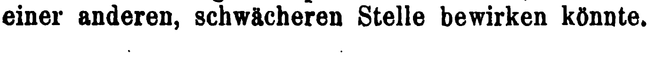
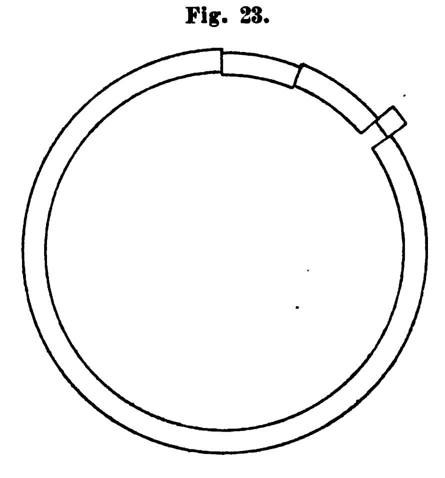


Fig. 23.



Es wird also die Erde wie eine gebogene Röhre behandelt, in welcher hydrostatischer Druck herrscht. Dabei müßte man immer annehmen, daß das Hinabdrücken der Scholle durch eine Gewalt von oben bewirkt wird. Das könnte nur durch sedimentäre Belastung sein. Damit haben wir wieder den schon erledigten Gedankengang der isostatischen Theorie vor uns liegen.

Eine andere Theorie der Gebirgsbildung bedient sich zur Erklärung der Faltungszonen des Einflusses der Schwere auf Massen längs schiefer Ebenen. Die Möglichkeit dieses Vorganges ist vollständig sicher und ebenso kann diese Annahme sehr viele Eigentümlichkeiten der Faltengebirge begreiflich machen. Trotzdem vermag sie, wenigstens in der bisher gegebenen Fassung, ebenfalls nicht die Gesamtheit der Erscheinungen zu durchdringen.

Wir werden uns später noch eingehender damit zu beschäftigen haben und können uns daher vorläufig mit dieser kurzen Anmerkung begnügen.

Wir haben nun die wichtigeren Theorien der Gebirgsbildung einer Prüfung unterzogen, welche sich auf die allgemeine Massenverteilung, die Anordnung, die Ausgestaltung und Verzweigung der Faltenstränge bezogen hat. Wie wir gesehen haben, genügen all die aufgeführten Erklärungen nicht einmal diesen Anordnungen der verschobenen Massen im großen.

Das großzügige Faltungsbild der Gebirge können wir nunmehr verlassen, um uns eingehender mit der Faltung im einzelnen zu befassen. Bisher wurden die Faltenzonen als große Ordnungen in ihrem Gesamtstil angeschaut, nun dringen wir in den anatomischen Aufbau, in die Elemente derselben ein.

Wir müssen die Entstehung der einzelnen Falten, ihre Aneinanderreihung, ihre Übertreibungen, ihre Störungen ins Auge fassen. Dasselbe gilt von den Überschiebungen, die für die moderne Auffassung der Faltengebirge eine solche Bedeutung erlangt haben, daß es dem Sinne mancher Forscher entsprechen würde, überhaupt nur von Überschiebungsgebirgen zu reden.

Hat man bisher die normale Faltung vor allem beachtet, so werden wir zeigen, daß es sich nunmehr in erster Linie um die gestörte handeln muß. Die Frage nach der Natur der Unregelmäßigkeiten wird uns eine Reihe von interessanten und wertvollen Aufschlüssen näher zu bringen vermögen.

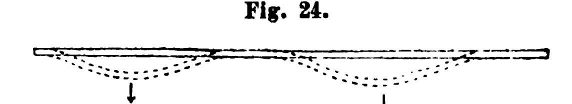
Einige Grundbedingungen der Faltenbildung.

Verschiedene Entstehungsarten von Falten. — Umfang der Massenbewegungen bei Faltungen und Schiebungen. — Theorie der Schiebungen. — Wurzelzone. — Schublänge. — Förderung. — Die Fortpflanzung der Faltung. — Drucksicherung. — Verkehrt konische Struktur. — Höhe der Faltenwellen. — Unmöglichkeit der Ausbildung von Überfalten durch Über- oder Unterschieben.

(Textfigur 24—35.)

Die Faltenbildung kann mehrfachen verschiedenen Bedingungen entspringen und muß darum im einzelnen Falle untersucht werden, da sie nicht als eindeutiges Bild derselben Ursache angesehen werden kann. Wenn wir jedoch alle begleitenden Umstände beachten, so ist es nicht schwer, die unterscheidenden Merkmale zu entdecken.

Fig. 24.



Vor allem muß betont werden, daß ein wellig verbogener Schichtstreifen sowohl durch Zusammenpressen als auch durch Zerrung (Fig. 24) entstehen kann. Denken wir uns, eine ausgedehnte ebene Schichtplatte werde von einzelnen, nicht schroff begrenzten Einsenkungen oder Erhebungen betroffen, so haben wir eine durch Vertikalbewegung und

Dehnung erzeugte Wellenform vor uns. Nehmen wir ein altes Bergrelief mit parallelen Höhen und Tälern und lassen dasselbe von Gesteinsniederschlägen bedecken. Wird dieses System verfestigt und später erhoben, so ist ebenfalls eine wellenförmige Anordnung der oberflächlichen Sedimente gegeben, welche mit Faltung nichts gemein hat. Es ist jedoch sofort klar, daß auf solche Weise niemals heftig und hoch gefaltete Zonen entstehen können, wie wir solche in den Faltengebirgen auf Schritt und Tritt begegnen.

Bei entsprechend elastischen Stoffen, wie Tuch, Papier, Leder etc., kann sogar starke Faltung dadurch erreicht werden, daß man Streifen dieser Stoffe einer bedeutenden Zerrung unterwirft. Die Falten streichen in der Richtung des Zuges.

Solche Stoffe können jedoch vermöge ihrer Elastizität und Zähigkeit niemals mit Gesteinsmassen verglichen werden. Die großen, weithingestreckten, heftig bewegten Faltungszonen der Erde müssen wohl im wesentlichen als Gebilde seitlichen Druckes betrachtet werden. Dieser Druck kann ein- oder zweiseitig sein.

Ein mehrseitiger gleichzeitiger Druck kann nicht zur Bildung von langen und parallelen Faltenwogen führen.

Einseitiger Druck kann einmal durch den Andrang einer bewegten Masse gegen eine weniger oder gar nicht bewegte Schichtlage entstehen. Beispiele solcher Schübe haben wir bei der Prüfung der Kontraktionsfaltungen mehrfach gefunden. Ebenso kann einseitiger Schub durch Abgleiten von Massen längs schiefer Flächen erfolgen. Wenn wir unter der Erdhaut aus irgendwelchen Ursachen Verschiebungen von Massen und dadurch erregte Strömungen annehmen, so können diese ihre Oberdecken erfassen und in bestimmter Richtung falten.

Es darf nicht übersehen werden, daß alle einseitigen Schübe, insofern sie nicht aus einer allgemeinen Kontraktion entspringen, notwendig mit Zerrungen verbunden sein müssen. Während beim einseitigen Schub die eine Begrenzung ruhig bleibt oder sich langsamer in derselben Richtung bewegt, findet beim zweiseitigen Schub ein Gegeneinanderdrängen beider Begrenzungen statt. Es ist leicht einzusehen, daß der doppelseitige Schub viel rascher und intensiver wirken kann. Beispiele des doppelseitigen Schubes haben wir ebenfalls schon mehrere besprochen.

Ein wichtiger Unterschied zwischen einseitig oder zweiseitig verschobenen Massen wird dadurch gegeben, daß im zweiten Falle eine relativ ruhende Zone innerhalb der Faltenmasse liegen muß, während im ersten Falle jeder Punkt der bewegten Masse seine Lage verändert.

Je nachdem, wie sich die entgegnenden Druckkräfte verhalten, ist die Lage dieser ruhigen Zone verschieden. In ihrem Bereiche heben sich die entgegengesetzten Kräfte auf. Man kann also bei einem solchen Faltensystem in gewissem Sinne von einer Faltenknotenzone reden.

Des weiteren muß beachtet werden, daß nur im Falle einer oberen Massenströmung die Faltungszone den vollen Bereich der bewegten Massen darstellt.



Kommt ein- oder zweiseitiger übertragener Schub bei der Faltenbildung ins Spiel, so zeigt uns die Faltenzone nur einen Bruchteil der ganzen Massenverschiebung an. Dasselbe gilt bei der Unterströmung. Da beim seitlich übertragenen Schub diese Verschiebung notwendig eine Überschiebung gegen die untenliegenden Massen bedeuten muss, so steht jede derartige Faltenzone mit einer oder zwei Überschiebungen in innerlichem Verbande. Das Ausmass dieser Überschiebungen ist durch den Betrag der Zusammenfaltung durchaus nicht bestimmt (Fig. 25).

Bevor wir weitergehen können, müssen hier einige wesentliche Unterscheidungen aufgestellt und eingeführt werden. Man kann die Überschiebungen nach ihrem Verhältnisse zum Untergrunde in zwei Gruppen zerlegen (Fig. 26).

Entweder verschiebt sich die ganze obere Masse gegen ihre Unterlage oder die Verschiebung der beiden Teile beginnt an einer gewissen Stelle und steigert sich von da längs einer größeren oder kleineren Strecke entweder im Sinne der Bewegung oder umgekehrt.

Fig. 25.



Die Überschiebung der ersten Art bedeutet ein Gleiten der oberen über die unteren Schichten, wobei es beiderseits zu Faltungen kommen kann oder nicht.

Dabei ist wohl zu beachten, daß sich die gleitende Scholle allseits frei bewegen oder an ihrer Stirn mit dem Untergrund verbunden bleiben kann.

In diesem Falle, welcher zur zweiten Art gehört, können wir von einer **vorderen Wurzel der Überschiebung** reden.

Dieselbe stellt natürlich eine Zone von heftigen Faltungen dar.

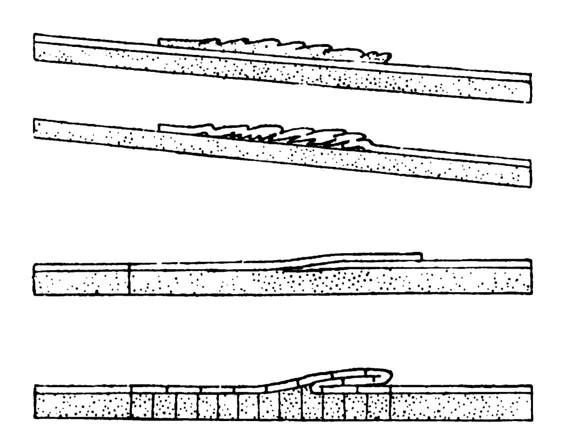
Durch eine völlig freie, selbständige Bewegung wird das Verhältnis der oberen und unteren Schichten vollständig gelöst und zerschnitten.

Die Überschiebungen der zweiten Art sind ganz anders gestaltet. Hier haben wir zwei Gesteinslagen, welche auch nach dem Eintritte der Überschiebung entlang einer oder zwei Zonen miteinander verwachsen sind. Diese Zonen kann man als die Wurzeln der Überschiebung bezeichnen, während dieser Ausdruck für die erstere Art von Überschiebungen völlig sinnlos ist. **Diese Wurzeln können nach dem Sinne der Überschiebung als vordere und hintere bezeichnet werden.**

Von der Wurzel ausgehend, sind die ehemals zusammengehörigen Teile entlang der Schubfläche getrennt worden. Diese Trennung der

entsprechenden Punkte der oberen und unteren Lage gibt uns an jeder Stelle das Maß der gegenseitigen Verschiebung an. Dabei muß natürlich Faltung und Volumveränderung wohl im Auge behalten werden. Hier sind nun die verschiedensten Möglichkeiten gegeben. Es können alle Punkte oder einzelne Teile gleichmäßig oder ungleichmäßig verschoben werden, es kann in bestimmter Richtung eine Steigerung, eine Abnahme etc. eintreten.

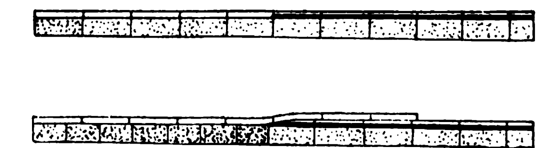
Fig. 26.



Es würde mich hier zu weit führen, alle diese Kombinationen zu untersuchen und vorzuführen. Das soll einer anderen Arbeit vorbehalten bleiben.

Es mag hier genügen, folgende Definitionen für den Gebrauch zu geben.

Fig. 27.



Unter einer Überschiebung dieser Art steckt 1. eine Masse, welche früher entlang der Schubfläche gleich ausgedehnt war wie ihre Decke; 2. eine Masse, welche entlang der Schubfläche eine Mindestausdehnung des ganzen Überschiebungsbetrages darstellt.

Die Gesamtlänge, längs welcher zwei Massen von einer Wurzel aus verschoben sind Überschiebungslänge = Schublänge (Fig. 27).

Die größte Länge, um welche die einst zusammenhängenden Stellen nach der Verschiebung entlang der Schubfläche voneinander abstehen = Förderungslänge.

Es ist klar, daß eine Überschiebung von sehr bedeutender Schublänge sehr wenig fördern kann und umgekehrt. Schublänge und Förderungslänge (Schubmasse und Förderungsmasse) sind durchaus nicht proportional (Fig. 28).

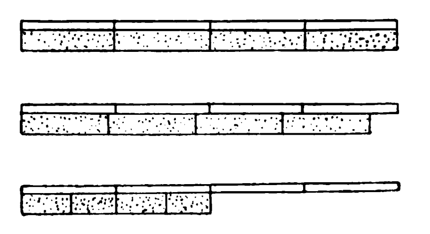
Ein Beispiel wird dieses Verhältnis sofort erklären.

A. Heim läßt die Alpen durch Summierung der Kontraktionsschübe eines ganzen Erdringes entstehen. Wir hätten also zur Schaffung der Alpen zwei von einem Gegenpol ausgehende Überschiebungen von einer Schublänge von je ungefähr 20.000 *km*, denen zusammen eine Förderungslänge von 120 *km* gegenüberstünde. Man sieht, wie diese vielfach eingebürgerte Anschauung notwendig mit Überschiebungen von einem Ausmaße rechnen muß, gegen welche alle beobachteten geradezu lächerlich gering sind.

Haben wir hier gewissermaßen ungeheure Schublänge mit sehr geringer Förderung, so ist auch das Gegenteil theoretisch denkbar.

Der Zusammenhang von Faltungszonen und Überschiebungen, wie ihn die aus der Kontraktion entspringenden Faltformen alle mehr

Fig. 28.



oder weniger aufweisen, geht im Grunde wieder auf die ursächliche Verbindung von Schollen und Faltenringen zurück.

Die Faltenzonen, welche durch Gleiten oder Unterströmung gebildet werden, kann man als freie und zugleich gefaltete Schubmassen ansprechen.

Auch wurzelnde Schubmassen können gefaltet sein. Wir werden übrigens sehen, daß jede intensive, enge Faltungszone ganz notwendig an ihrer Basis eine Schubfläche haben muß.

Nehmen wir eine Schichtlage von größerer Mächtigkeit an, welche seitlichem Drucke unterworfen wird, so ist ohne weiteres klar, daß eine bestimmte Raumverengerung in sehr verschiedener Weise erreicht werden kann. Wir wollen hier vor allem einen Umstand ins Auge fassen.

Es kann die gesamte Schichtmasse durch den Druck zu einheitlichen Falten gezwungen werden oder es können gleichsam (Fig. 29) mehrere Stockwerke verschiedener Faltung übereinander entstehen. Die letztere Erscheinung ist nicht selten zu beobachten.

Wir kennen in keinem Gebirge Faltenwogen, welche gleichmäßig die Schichtglieder aller dort vorhandenen Formationen umfassen. Das würde mit anderen Worten verlangen, daß der Kern jedes Gewölbes

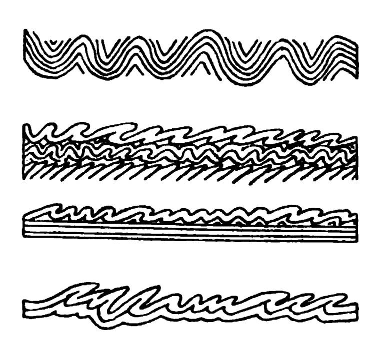
auch noch die archaischen Gesteine umschlösse. In Wirklichkeit haben wir es allenthalben immer nur mit Faltungen beschränkter Schichtgruppen zu tun. Sind in solchen Faltenzonen Mulden und Sättel ganz zusammengeklappt, so ist die Zone gegen unten und oben tektonisch selbständig, das heißt es können keine anderen Schichtgruppen in gleicher Weise an der Bewegung teilgenommen haben. Schubflächen müssen eine solche Zone wenigstens an der Unterseite begleiten.

Man darf übrigens aus einer gefalteten Zone der Oberfläche durchaus nicht schließen, daß auch die Unterlage gefaltet sein müsse. Es kann sowohl ein ganz ungefalteter oder ein anders gefalteter Komplex die Unterlage bilden.

Es ist hier auch vielleicht der Ort, darauf hinzuweisen, daß man bei großen Faltengebirgen sehr sorgfältig zusehen muß, was immer auf Rechnung einer bestimmten Faltung gesetzt werden darf.

In keinem großen Gebirge läßt sich eine und dieselbe Schichtfolge völlig zusammenhängend darüber hin verfolgen. Da wir wissen,

Fig. 29.



daß die Faltungen gewöhnlich nur verhältnismäßig nicht sehr mächtige Schichtlagen gleichförmig beherrschen, können wir sehr wohl verschiedenaltrige und auch gleichzeitige Faltungszonen unter- und nebeneinander haben. Insbesondere können die archaischen Gesteinsgruppen nicht unbedingt mitgezählt werden, da sie ja überall gefaltet vorliegen. Wenn gleitende Faltung ins Spiel tritt, so kann durch dieselbe ein schräges, mächtiges Schichtsystem so zerlegt werden, daß die einzelnen Faltungsstockwerke verschieden weit seitlich verschoben werden. Dadurch kann der Anschein einer heftigen Zusammenpressung der ganzen Masse hervorgerufen werden.

Zu erwähnen ist übrigens auch, daß durch Entlastung weiche, schmiegsame Schichten zum Faltenwerfen angeregt werden können.

Wenn sich ein ausgedehnter Schichtstreifen infolge eines Schweregefälles oder getragen von Unterströmungen in Bewegung setzt, so ist es sehr wahrscheinlich, daß diese Bewegung die ganze Masse gleichzeitig ergreift und umgestaltet. Hier sind somit wenigstens im großen alle Falten untereinander gleichaltrig.

Ganz andere Verhältnisse treten auf, wenn ein- oder zweiseitiger Druck auf eine ausgedehnte Schichtmasse faltend drängt. Im allgemeinen wird zwischen starrem, schiebendem und dem gefalteten Lande ein Unterschied der inneren Struktur bestehen. Die Ungleichmäßigkeiten, welche da von Wichtigkeit sind, werden im allgemeinen große, weitgedehnte Räume beherrschen, was ja übrigens schon aus dem Anblick der irdischen Faltengebirge überzeugend genugsam hervorgeht.

Nehmen wir also zwischen zwei festeren Schollen eine breite, langgedehnte, weichere Zone an, welche von den härteren Schollen zusammengedrückt wird.

Die Ausdehnung einer einzelnen Falte soll gegen die der ganzen weichen Zone verschwindend gering sein.

Wenn wir nun die Fortpflanzung oder Leitung der Faltung betrachten, so haben wir theoretisch drei sehr verschiedene Möglichkeiten vor uns.

A und *B* bezeichnen die Ränder der weichen Zone (Geosynklinale) und somit jene Stellen, wo sich die härteren und weicheren Medien

Fig. 30.

A B

A B

A B

A B

im selben Niveau berühren. Es sind nun bei zweiseitigem, gleichmäßigem Druck folgende Kombinationen da (Fig. 30):

I. Es bildet sich bei *A* und *B* je eine getrennte Faltenherde aus.

II. Es wird das ganze Stück *A*—*B* zu einheitlichen Falten verbogen.

III. Es erhebt sich in der Mitte von *A*—*B* eine Falte, an welche die übrigen zu beiden Seiten anschließen.

Bei I sind die beiden äußersten Falten zugleich die ältesten.

Bei II haben wir lauter gleichaltrige Falten.

Bei III ist die innerste Falte die älteste.

I gibt die einzig wahrscheinliche Form der Einwirkung einer vordringenden starren Scholle auf das weichere Vorland an.

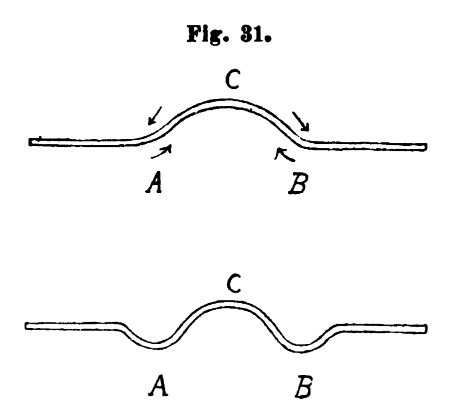
II ist überhaupt bei der großen Breite der Geosynklinale, bei der geringen Festigkeit der Gesteine und vor allem wegen der gewaltigen Trägheit der

schweren Massen unmöglich. Es ist ganz ausgeschlossen, daß eine breite Zone von weicheren Schichten durch horizontalen Seitenschub, der in derselben Schwerefläche angreift, gleichzeitig in gleichmäßige Falten gebogen wird. Eine solche Erscheinung ist nur beim Gleiten oder als Wirkung einer Unterströmung verständlich.

In diesen zwei Fällen wird nämlich jeder Punkt der gesamten Schichtmassen gleichzeitig von bewegenden Kräften erfaßt, während wir es hier mit der Weiterleitung, der Fortpflanzung einer Bewegung zu tun haben.

Bei ein- oder zweiseitigem Schub in der Ebene stößt eine bewegte gegen eine relativ ruhende Erdzone. Es ist nun unter allen Umständen leichter, den schmalen, gerade vorliegenden Saum der ruhenden Ge-

Fig. 31.



steine aufzustauen, als die ganze übrige Masse gleichmäßig faltend zu erregen.

Die Aufstauung der Falten an der Stirn der schiebenden Scholle ist der klare Ausdruck des großen Trägheitswiderstandes der ruhenden Massen gegen eine erzwungene Ortsveränderung.

III nimmt keine Rücksicht auf die Grenzen der beiden Medien und ist daher höchst unwahrscheinlich.

Aus unseren früheren Untersuchungen haben wir ersehen, daß Faltungszonen, insofern sie aus Seitendrucken der Kontraktion entspringen, vor allem an den Grenzen verschiedener Gesteinsmedien auftreten müssen. Indessen sind auch innerhalb von gleichartigen Schichten Faltungszonen ganz wohl denkbar. Hier muß die Stelle, wo die Falte aufgeworfen wird, von den erzeugenden Bewegungen selbst bestimmt werden.

Denken wir uns nun, es bilde sich infolge von zweiseitigem Zusammenschub eine lang hinstreichende Aufwölbung der oberen Schichten.

Bezeichnen wir mit A und B die seitlichen Grenzlinien der Aufwölbung und mit C ihren Scheitel, so ist ohne weiteres klar, daß bei A und B der Druck auf die Unterlage stark gesteigert ist, während zugleich unter C Entlastung (Fig. 31) eintritt.

Diese Folgerung besteht natürlich nur so lange zu Recht, als das Gewölbe sich selbst zu tragen vermag und nicht anderweitig gestört wird. Schreiben wir der Unterlage entsprechende Plastizität zu, so muß von dieser Druckverteilung von beiden Seiten her eine Massenströmung gegen das Innere der Faltungskuppel eingeleitet werden. Ihre Folge ist eine Senkung der Aufwölbung und damit die Angliederung von je einer parallelen Muldenzone. So sehen wir, daß, ganz abgesehen von äußerlichen Umlagerungen durch Schichtenfaltung (Abgleitungen von den Sätteln gegen die Mulden), auch innerliche Massenverschiebungen bei günstigen Verhältnissen angeregt werden können.

Die vielgenannten Firsteinbrüche können, soweit sie nicht überhaupt falsch gedeutete, ganz andersartige Vorgänge sind, leicht als Einbrüche in die durch oberflächliche Faltung erzeugten Hohlräume verstanden werden.

Es mag hier auch darauf hingewiesen werden, daß die Kraft, welche eine Gesteinsschicht von bestimmter Mächtigkeit zu einer Wölbung erhebt und endlich zusammenklappt, auf ihrem Wege eine erst ansteigende und dann absteigende Summe von Arbeit zu verrichten hat.

Das Zusammendrücken einer leeren Aufwölbung wird dem Seitendrucke umso leichter, je steiler die Wölbung ist. Ein Gewölbe und ebenso eine Mulde stellen also der Zusammenpressung, solange sie nicht zugeklappt sind, unter gewöhnlichen Umständen den geringsten Widerstand entgegen. Liegt also zum Beispiel zwischen dem ruhigen und dem andrängenden Lande eine noch geöffnete Faltenwoge, so kann dieselbe in gewissem Sinne als eine **„Drucksicherung“** für das Vorland bezeichnet werden.

Der andrängende Schub kann sich dem Vorlande erst wieder stärker bemerkbar machen, wenn die Faltenzone zusammengeklappt ist. In diesem Sinne ist jede Falte die Bedingung für das Zustandekommen der nächsten anliegenden. Sie muß durch Zusammenklappen so viel Festigkeit erlangt haben, daß sie nunmehr selbst gleichsam zu einem Stück der drängenden, starren Scholle geworden ist.

Bilden sich in einer Faltenschar aus irgendwelchen Gründen einzelne hervorragende, höhere, stärkere oder breitere Gewölbezonen aus, so können dieselben beim weiteren Fortgang der Faltung zu einer ganz abweichenden Entwicklung gelangen, indem sich ihre oberen Teile der Zusammenpressung teilweise entziehen und so endlich gegen oben verbreitert erscheinen. Wir wollen diese häufig beobachtete Umgestaltung als „verkehrt konische Struktur“ bezeichnen.

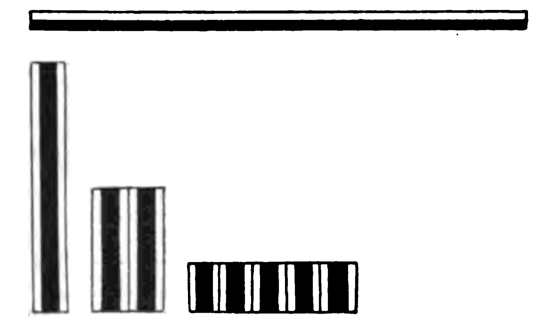
Die hervorragenden Aufwölbungen erlangen gewissermaßen innerhalb der Faltenwogen eine beschränkte eigene Selbständigkeit. Ihre

oberen Teile sind so weit erhoben (oder die angrenzenden Mulden so sehr gesenkt), daß sich der faltende Schub der Hauptsache nach nicht mehr entlang den Gewölben, sondern unter denselben gerade durch fortpflanzt. Sie sind somit teilweise ausgeschaltet und stehen mit ihren Rücken über dem Niveau der heftigsten Zusammenpressung. Die Folge einer solchen Ausschaltung ist eine stärkere Beanspruchung der tieferen Teile gegenüber den höheren. Es findet eine Zerlegung in eine tiefere, inniger, heftiger und kleinwelliger gefaltete Zone statt, über welcher die höheren, stärkeren, gröberen Stücke wie aufgehobene Keile und Decken lagern.

Die Muldenzonen zwischen solchen Aufwölbungen erscheinen gegen oben verengt. Je nach der Gesteinsart und dem Verlauf des Schubes wird sich die „verkehrt konische Struktur" als Faltenfächer, Gewölbekeil, oder als mehrseitige Überschiebungsdecke entwickeln.

Faltenfächer kann man auch als Erzeugnisse einer zweimaligen Faltung betrachten (siehe Fig. 5, pag. 555).

Fig. 32.



Die „verkehrt konische Struktur" zeigt uns unzweideutig den Oberflächencharakter einer Faltungszone an. Sie kann nicht in der Tiefe entstehen. Sie erfordert unbedingt freie Räume oder wenigstens Entlastung zwischen den obersten Aufwölbungen, damit sich dieselben vom Zwang der tieferen Faltung befreien können.

Diese Kriterien für das Wachstum von Faltenzonen sind sehr wichtig zur Beurteilung der vorhandenen Faltungen. Wer die Faltenzonen als zwischen zusammendrängenden starren Schollen entstanden annimmt, muß, falls der Druck im selben Niveau einwirkt, zugeben, daß die äußersten Falten die ältesten sein müßten. Desgleichen bilden dieselben die Stütze für alle weiter einwärts gelegenen. Das kann aber nur sein, wenn am äußeren Rande völlig zusammengeklappte Mulden und Sättel lagern.

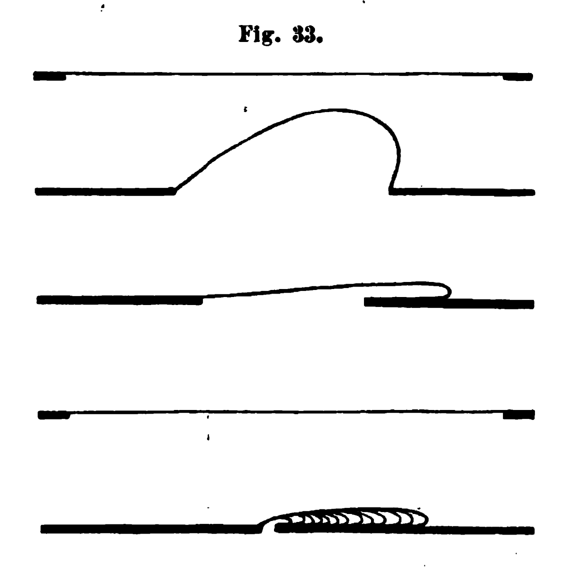
Das ist nun beides allen tatsächlichen Beobachtungen entgegen. Wir haben viele Gründe anzunehmen, daß die äußersten Falten weder die ältesten sind, noch aber als Träger der übrigen aufgefaßt werden können.

Außer der Fortpflanzung der Faltungswellen müssen wir auch die Höhe (Fig. 32) der Faltungswogen in Betracht ziehen.

Wir haben schon gesehen, daß die Mächtigkeit der von einheitlicher Faltung durchwogten Schichtmassen eine sehr begrenzte ist. Das würde rein theoretisch noch nicht die Möglichkeit zu sehr hohen Faltungen in Ausschluß bringen. Tatsächliche Beobachtung aber lehrt uns, daß auch hier nur sehr beschränkte Ausmaße möglich sind. Nehmen wir wieder unsere breite, weiche Geosynklinale zwischen den festeren Seitenschollen! Sie möge etwa 200—300 *km* Breite besitzen.

Es ist nun leicht zu erkennen, daß eine Verschmälerung auf $^1/_2$, $^1/_3$ etc. durch sehr verschieden hohen Faltengang erreicht werden kann. Die größte einheitliche Falte, welche so erzeugt werden könnte, würde die ganze Geosynklinale auf einmal umfassen. Es müßte die-

Fig. 33.



selbe zu einem ungeheuer großen Gewölbe (Fig. 33) aufgestaut werden, das dann endlich in eine Falte zusammengeklappt und umgeschlagen werden könnte. Wir brauchen die Ungeheuerlichkeit dieser Vorstellung nicht eingehend zu beweisen, so deutlich drängt sie sich uns auf.

Die Bildung von Falten, welche 80—100 *km* Länge haben sollen, kann also niemals unmittelbar durch einheitliche entsprechende Aufwölbung erzielt werden.

Es ist durchaus notwendig, dass solche Falten, wenn sie überhaupt möglich sind, aus Aneinanderreihung und Umstülpung vieler kleiner Falten entstehen.

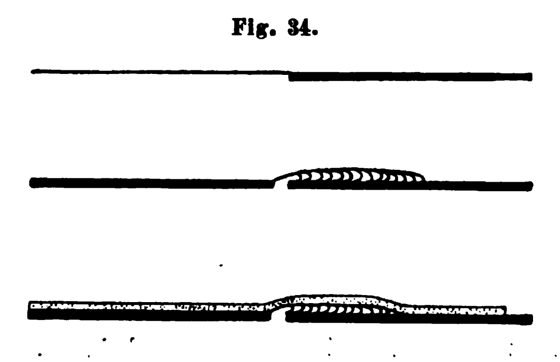
Das heisst mit anderen Worten, abgesehen von den äusseren Randzonen, muss jede Stelle im Innern einmal zum Scheitel werden und dann überkippen. Es kann also eine sehr grosse Falte („Überfalte"), die immer eine liegende sein muss, nur durch eine lang fortgesetzte Überwälzung zustande kommen.

Wenn wir den Beginn einer Überfalte an die Grenze verschiedener Gesteinsmedien verlegen, also etwa an den Rand einer mächtigen Geosynklinale, so kann nach dem, was wir über die Fortpflanzung der Faltungswellen erkannt haben, nur einseitiger Schub für die Ausbildung in Betracht kommen. Es kann die festere Scholle beim weiteren Vordringen die aufgestaute Falte über- oder unterschieben. Für die Einleitung dieser beiden verschiedenen Entwicklungen kommen eine Menge von örtlichen Verhältnissen ins Spiel, deren Kombination die eine oder andere Richtung entscheidet.

Nehmen wir nun einmal an, es schiebe sich die festere Scholle empor. Nun ist es am allerwahrscheinlichsten, daß damit eine Zerreißung im Scheitel der Falte eingeleitet und eine gewöhnliche Überschiebung geschaffen werde. Behalten die Schichten jedoch trotz des scharfen Buges ihren Zusammenhang, so wird allmählich Scheitel für Scheitel gebildet, umgelegt und es könnte eine gewaltige liegende Überfalte daraus erwachsen (Fig. 34).

Wenn sich diese Falte frei an der Oberfläche bildet, so ist ohne weiteres klar, daß die Gesteine

Fig. 34.



bei dieser Überwälzung vollständig aus ihrem Zusammenhange gerissen und zu einem Trümmerwerk aufgelöst werden müssen.

Wir hätten gleichsam an der Stirn der vordringenden Überfalte fortwährend niederrollende Bergstürze vor uns, indem die vorgedrängten Schichten der Decke ihren Halt verlieren und niederstürzen müßten. Wenn aber die überwälzten Schichten zu Trümmerwerk zerfallen, so kann unmöglich noch ihr Zusammenhalt aufrecht bestehen. Besteht aber kein Zusammenhang, so muß es einfach zur Ausbildung einer gewöhnlichen Deckscholle kommen. Ziehen wir nun den Fall der Unterschiebung in die Untersuchung!

Hier ist bei der geringen Zugfestigkeit aller Gesteine schon von vornherein die Möglichkeit ausgeschlossen, daß die Schichten nicht nur umgebogen, sondern auch noch nach unten hineingezogen werden könnten. Eine Unterschiebung kann daher niemals eine Überfalte erzeugen, sondern eben nur eine gewöhnliche Unterschiebung.

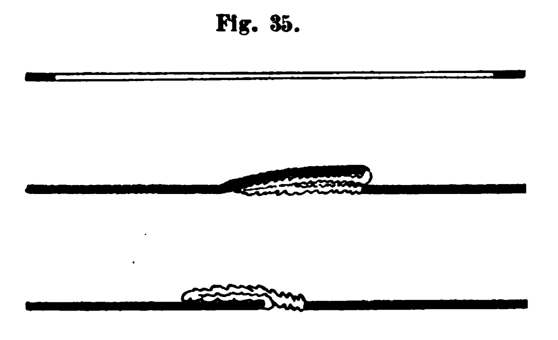
Es darf dabei übrigens nicht übersehen werden, daß die Gesteine der Geosynklinale im Falle der Überschiebung einfach von denen der schiebenden Scholle bedeckt werden (Fig. 35).

Nur bei der Unterschiebung kommen dieselben zur freien Entfaltung. Das Wesentliche für die Ausbildung einer Über- oder Unterschiebung ist daher nicht die Geosynklinale, sondern das Vorhandensein einer scharf ausgesprochenen Grenze zweier Medien.

Um nun diesen schroffen Unmöglichkeiten auszuweichen, wurde die Annahme geschaffen, daß sich diese Überfalten unter einer schweren Sedimentdecke vollzogen hätten. Auch diese Ausflucht ist eine vergebliche.

Nehmen wir an, daß jene Schichten, welche also die Überfalte bilden sollen, noch von einem mächtigen Sedimentschilde bedeckt seien. Setzt sich nun die einseitige Bewegung in Gang, so kann die oberste Serie entweder gleichmäßig mit der unteren oder ungleichmäßig (selbständig) daran beteiligt sein.

Fig. 35.



Das erstere führt zu keiner neuen Erscheinung.

Wir haben eine Überfalte von größerer Schichtmächtigkeit, für welche jedoch dieselben Gesetze geltend sind.

Im zweiten Falle jedoch kommt es an der Scheitelstelle der noch embryonalen Überfalte zu einer bedeutenden tektonischen Spaltung. Der obere Teil der Schichtmassen, der Rückenschild, befolgt nicht die Umwälzung der tieferen Massen und muß infolgedessen als Deckscholle vorwärts getrieben werden (Fig. 34).

Wird diese Deckscholle bei ihrem Vordrange nicht weiter zur Faltung gezwungen, so stellt ihre geförderte Länge den Betrag der Zusammendrängung der Überfalte dar. Die umgekehrte Entstehung einer Überfalte durch Unterschiebung wird durch Belastung auch nicht erleichtert. Die geringe Zugfestigkeit der Gesteine steht ein für allemal gegen eine solche Erklärung.

Kritik der Schardt-Lugeonschen Überfaltungshypothese.

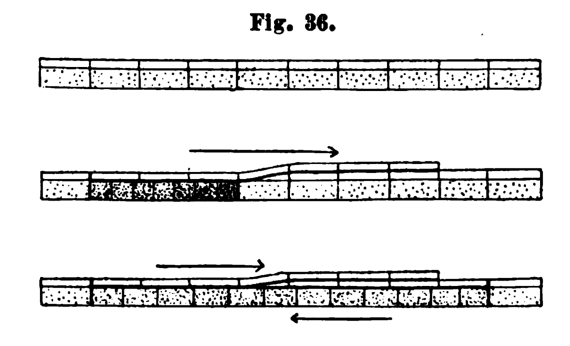
Existenzbedingungen von Überfalten. — Notwendiger Zusammenhang mit ungeheuren Überschiebungen oder riesigen Volumschwankungen des Untergrundes. — Unmöglichkeit der Ausquetschung mächtiger Geosynklinalen durch Über- oder Unterschiebungen. — Über die sogenannten Wurzeln der Schardt-Lugeonschen Überfaltungen.

(Textfigur 86—88.)

Es wird nun gut sein, vor dem weiteren Fortschritte des Beweises gegen die Möglichkeit von riesigen Überfaltungen die nötigen Existenzbedingungen noch einmal kurz zusammenzufassen.

Wir haben eine schiebende Scholle, die zu dieser Rolle durch irgendwelche Eigenschaften ihrer Gesteinsmassen gelangt, welche ihr eine auszeichnende Stellung innerhalb ihrer Umgebung gewähren. Diese Schubscholle muß, falls es nicht eine gleitende oder getragene Scholle ist, eine Wurzelzone in dem früher bestimmten Sinne besitzen. Eine gleitende oder getriftete Scholle hingegen ist ihrem Wesen nach mit keiner solchen hinteren Wurzel verbunden.

Fig. 36.



Nimmt man Kontraktion als Ursache des einseitigen Schubes, so muß, wie wir schon wissen, eine hintere Wurzel vorhanden sein. Von dieser Stelle an, wo Decke und Untergrund noch ungestört zusammenhängen, greift eine Trennungs- und Bewegungsfläche ein (Fig. 36).

Wenn wir nun zum Beispiel eine Überfalte von 100 *km* Breite hätten, so muß diese aus einem ursprünglich ungefähr 200 *km* breiten Gesteinsstreifen entstanden sein. Nehmen wir die Mächtigkeit eines Schenkels der Überfalte zu 5 *km*, so wird durch das „**Manometer**" der Überfalte eine Zusammenpressung von 200 auf 10 *km* angezeigt. Das entspricht zum Beispiel einem glatten Vorschub der erzeugenden Scholle um 190 *km*.

Es muß also die Unterlage zwischen der Wurzel der erzeugenden Scholle und dem Fußpunkt der Überfalte um diesen Betrag verengert worden sein. Es bedarf wohl keiner längeren Ausführung, daß eine solche Volumverminderung nur denkbar wäre, wenn sie sich über eine ganz gewaltige Fläche erstreckte. Wäre sie zum Beispiel 190 *km* breit,

so müßte die Masse dazwischen vollständig verschwinden, bei der zwei-, dreifach etc. größeren Breite hätten wir noch immer lineare Verminderung auf $^1/_2$—$^1/_3$ der ursprünglichen Erstreckung.

Also entweder liegt die Wurzel der erzeugenden Scholle ungeheuer weit weg von der Fusszone der Überfalte oder es müssen ganz furchtbare Volumschwankungen des Untergrundes angenommen werden. Diese letzteren sind nicht nur völlig ausgeschlossen, sondern sie würden sich vor allem in riesigen Senkungen und Einbrüchen äussern müssen, da jede Volumverminderung des Untergrundes der Erdhaut notwendig damit verbunden ist.

Liegt aber die Wurzel der erzeugenden Scholle sehr weit zurück, so haben wir wieder die Unmöglichkeit der Summation der Seitendrucke innerhalb weiter Bereiche. Ausserdem sind alle anderen Kriterien über die Verbindung von Schollen und Faltenringen gegen eine solche Erklärung.

Wir haben erstens die Überschiebung der erzeugenden Scholle und zweitens einerseits in der Tiefe die überschlagene Überfalte, anderseits in der Höhe die ihr entsprechende Überschiebung des Rückenschildes. Wer die Überfalten aus einer allgemeinen Kontraktion ableiten will, kann dem Zwange dieser Verbindungen nicht entgehen.

Die Überfalte kann da absolut nur als Teilerscheinung einer viel gewaltigeren Gesamtbewegung verstanden werden. Zur Überfalte gehört notwendig eine in ihrem Ausmasse ungeheuer grössere, erzeugende Scholle.

Damit ist ein weiterer Beweis für die Unmöglichkeit der Überfalten unter diesen Voraussetzungen gegeben. Wenn die tatsächlichen Faltungszonen mit so gewaltigen erzeugenden Schollen in Beziehung stünden, so könnten sie unmöglich so enge Bogen beschreiben, wie wir nicht selten beobachten können. Wir haben schon mehrfach darauf hingewiesen, daß es ganz unmöglich ist, die bestehenden Faltungsschlingen mit großen inneren erzeugenden Schollen in Verbindung zu bringen.

Die Faltungszonen haben durchaus den Charakter der tektonischen Selbständigkeit.

Wir müssen nun noch das Verhältnis einer Geosynklinale zu den begrenzenden festeren Schollen einer Prüfung unterziehen.

Wir wissen schon, daß eine breite, weichere Schichtzone, welche von einer oder zwei Seiten zusammengedrückt wird, zuerst an den Grenzen der verschiedenen Medien, also am Rande der Synklinale, Faltungen erhält. Je größer der Unterschied der Medien ist, also zum Beispiel je weicher die Schichten der Geosynklinale sind, desto schärfer wird der Ansatz der Faltung gegeben sein. Durch Unterschieben kann keine Überfalte entstehen.

Durch Überschieben kann aber nur eine Decke von festeren Gesteinen über die weicheren der Synklinale gebreitet werden. In keinem Falle also können hier die Gesteine der Synklinale selbst zur Überfalte verwendet werden.

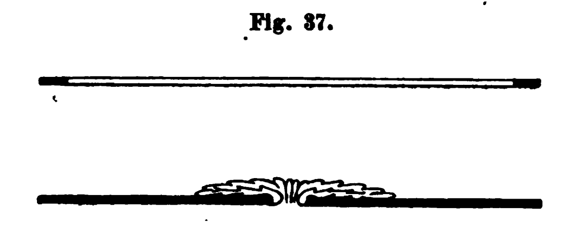
Man kann nun aber auch von anderen Voraussetzungen ausgehen, welche zwar nicht zur Bildung von Überfalten führen, aber doch wenigstens äußerlich ähnliche Erscheinungen zur Folge haben können.

Denken wir uns wieder, eine breite, mit weicheren Gesteinen erfüllte Geosynklinale sei zwischen festeren Schollen gelegen. Nunmehr sollen sich diese Schollen von einer oder beiden Seiten gegen die Mulde bewegen. Der einfachste und wahrscheinlichste Fall ist nun der, daß an einem oder beiden Rändern erst enge Faltungszonen aufgestaut werden, bis der Widerstand der trägen Massen den Vorderteil der andrängenden Scholle aufhebt und nun die weitere Pressung lediglich den Vorschub der Decke betreibt.

Es wäre nun aber auch denkbar, daß durch den Widerstand der hochgestauten Faltungszonen Unterschiebungen eingeleitet würden. Diese könnten, wie wir wissen, keine zusammenhängenden Überfalten bilden. Bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse sind indessen immerhin Erscheinungen möglich, welche vielleicht als Teile von Überfalten gedeutet werden könnten.

Je nachdem wir nun einseitigen oder zweiseitigen Schub wirken lassen, haben wir es mit einer oder zwei Unterschiebungen zu tun, über denen dann die jedenfalls heftig gefalteten Sedimente der Geosynklinale ruhen.

Fig. 37.



Hier wäre es theoretisch denkbar, daß bei entsprechender Zusammendrängung die ganzen Massen der Synklinale ausgequetscht, aufgehoben und nach beiden Seiten hinausgedrängt würden.

Diese Vorstellung von der Entstehung von Faltungen, welche teilweise den Überfalten ähnlich schauen, durch ein Ausquetschen mächtiger Geosynklinalen scheint ziemlich verbreitet zu sein und muß daher näher betrachtet werden (Fig. 37).

Daß durch Unterschiebung keine Überfalten gebildet werden können, ist schon betont worden. Ebenso können wir sofort den früheren Beweisgang auch hier wieder zur Geltung bringen.

Wenn eine Geosynklinale von 200—300 *km* Breite sozusagen völlig ausgequetscht wird, so bedingt das eine annähernd gleich ausgedehnte Verengerung. Dieselbe muß im Untergrund auf der Strecke zwischen den Wurzeln der erzeugenden Schollen ausgetragen werden. Ist diese dadurch bezeichnete Fläche klein im Verhältnis zur Schrumpfung, so erfordert das eine ungeheure Volumverminderung. Diese müßte zu riesigen Senkungen und Massenströmungen des Untergrundes notwendig den Anlaß geben. Keine Beobachtung hat etwas Ähnliches je geoffenbart.

Ist aber die Fläche sehr groß im Verhältnis zur Verminderung, so stoßen wir an die Unmöglichkeit der Druckleitung und an die Gesetze der Faltenanordnung zu den erzeugenden Schollen.

Wir haben bei Besprechung der Kontraktion der Erdschale gesehen, daß so heftige Druckwirkungen wie die Ausquetschung von 200—300 *km* breiten Geosynklinalen eine ganze Reihe von notwendigen Begleiterscheinungen erfordern. Von diesen können wir tatsächlich nichts beobachten, obwohl sie in der Wirkung weit über die Gebirgsaufrichtung hinausgehen müßten. Es können aber unmöglich an einer bestimmten Zone der Erde so gewaltige Veränderungen ohne jegliche Folgenwirkung geschehen.

Es ist wichtig, festzuhalten, daß Ausquetschungen von bedeutenden Mulden nur durch Unterschiebungen geschehen können.

Überschiebung bewirkt unbedingt Überdeckung von seiten der festeren Schollen. Wenn wir den Aufbau der wirklichen Faltengebirge betrachten, so spricht deren ganze Struktur gegen eine Entstehung durch Unterschiebungen. Wären Unterschiebungen die Grundbedingungen für das Entstehen großer Faltengebirge, so möchten wir vor allem eine Zunahme der Faltungsintensität gegen das Innere vermuten. Bekanntlich ist die gegenteilige Erscheinung vorhanden. Wir haben stets den Eindruck, daß die gefalteten Massen im großen eine Be-

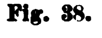


Fig. 38.



wegungssteigerung gegen die Gebirgsränder hin anzeigen. Die Beobachtungen so zahlreicher, gegen außen gerichteter Überschiebungen, welche oft recht erhebliche Ausmaße erlangen, erhöhen nur den Ausdruck dieser bedeutenden, nach auswärts gesteigerten Verschiebungen.

Wenn wir uns einen Querschnitt durch ein mächtiges Hochgebirge vorlegen, von dem ein- oder zweiseitig bedeutende Überschiebungen auslaufen, so ist ohne weiteres klar, daß ein solches Gebilde unmöglich durch ein- oder zweiseitigen Druck in derselben Ebene erzeugt werden kann (Fig. 38).

Dieses Faltungs- und Schiebungsbild zwingt denjenigen, welcher dasselbe aus allgemeiner Kontraktion ableiten will, unbedingt zur Annahme von Unterschiebungen.

Eine Zusammenpressung in demselben Niveau müßte absolut die gegen außen gerichteten Überschiebungen verhindert und gegen innen gekehrt haben.

Die Entwicklung einer Überschiebung ist nur bei freier Bewegung ihrer Stirn denkbar.

Wir stehen also vor folgenden Schlüssen:

Gebirge mit nach auswärts zielenden Überschiebungen, Überfaltungen etc. können als Ergebnisse allgemeiner Kontraktion nur durch Unterschiebung gebildet werden.

Unterschiebungen von so bedeutender Wirkung sind nur denkbar entweder in Verbindung mit ungeheuren Volumschwankungen der Unterlage oder im Gefolge von riesigen, erzeugenden Schollen. Beide Bedingungen haben wir als unmöglich erkannt. Eine Erklärung der Gebirgsbildung durch Unterschiebung ist ebenso unrichtig wie eine durch Überfalten.

Bevor wir diesen Beweis verlassen, mag noch erörtert werden, daß jene Wurzeln, welche jetzt von den Anhängern der Schardt-Lugeonschen Überfaltungshypothese angestrengt gesucht werden, nichts mit den Wurzeln der erzeugenden Schollen gemein haben.

Die Vorstellung dieser Wurzeln ist von der Ausquetschung einer Geosynklinale hergenommen und bezieht sich auf jenen Bereich einer solchen Mulde, dessen ursprünglicher Zusammenhang mit dem Untergrunde nicht zerrissen worden ist.

Sie ist also zum Beispiel bei zweiseitiger Unterschiebung jener zwischen den erzeugenden Schollen eingeklemmte Muldenraum.

Bei einer durch einseitige Überschiebung gebildeten Überfalte wird die Wurzel durch die eine Fußzone dieser Falte dargestellt.

Während also die Wurzeln nach dieser Definition unbedingt noch im Raume der ausgequetschten Geosynklinale liegen müssen, hätten wir die Wurzeln der erzeugenden Schollen weit, weit außerhalb der Gebirge zu suchen.

Gleit- und Unterströmungshypothese.

Die Faltengebirge sind im wesentlichen Streifen eigener Entstehungskraft. — Gebirgsbildung durch Wirkungen der Erdrotation. — Der Erklärungsbereich der Gleithypothese. — Erweiterung zur Unterströmungshypothese. — Gegensatz zur plutonischen Erhebungslehre. — Möglichkeit und Bedeutung von vertikalen Hebungen.

(Textfigur 39 und 40.)

Wir haben schon mehrfach hervorgehoben, daß weder die Anordnung, die Linienführung, die Verzweigungen, die Umbeugungen noch auch die innere Struktur der Gebirge die Annahme gestatten, daß dieselben Randerscheinungen von viel ausgedehnteren Schollen sind, welche sich gegenseitig verschieben.

Die Faltengebirge müssen wesentlich als Streifen eigener Entstehungskraft verstanden werden und können folglich auch nichts mit Überfalten zu tun haben, welche einem Übermaß von Kontraktion entspringen würden. Alle die zahlreichen aufgeführten Gegengründe vereinigen sich dahin, daß den Faltungszonen in vieler Hinsicht der Charakter der Eigenbewegung innewohnt.

Eine solche Eigenbewegung kann nun aber in mehrfacher Weise zustande kommen. Wir haben schon die Gleitung und Unterströmung als hierher gehörig genannt. Dazu könnten noch theoretisch Bewegungen kommen, die aus der Rotation der Erde als Abschleuderungen, Stauungen etc. durch entsprechende Hemmungen abgeleitet werden könnten.

Untersuchen wir zunächst die Berechtigung und Anwendbarkeit der Hypothese der Gebirgsbildung durch Eingriffe in die Rotation der Erde.



Es kann sich hier sowohl um eine gleichmäßige Rotation der ganzen Erde als auch um Eigenrotationen der äußeren Schale um den inneren Kern handeln.

Jede solche Rotation ist nur als Achsendrehung denkbar. Nun kann diese Achse zugleich die der inneren Drehung oder aber eine davon verschiedene sein. Ist die Achse gemeinsam, so müßte der Unterschied in der Drehgeschwindigkeit liegen. Nehmen wir nun an, durch irgendeine Kraft würde die Rotation gehemmt oder beschleunigt, so wäre es möglich, daß einzelne leichtere Zonen von der Fliehkraft in der Richtung der Drehung vorwärtsgerissen oder in der verkehrten aufgestaut würden.

Wenn wir die Möglichkeit eines solchen Vorganges zugestehen, obwohl keine Beobachtung dazu die Berechtigung gewährt, so steht doch die tatsächliche Verteilung und Gestaltung der jeweils gleichaltrigen irdischen Gebirge im schärfsten Widerspruche zu dieser Erklärung.

Der einseitige Tangentialschub müßte überall in derselben Drehrichtung erfolgen. Wir können aber die jeweils gleichaltrigen Faltungsstränge weder um die jetzigen noch um andere Pole so herumlegen, daß diese Grundforderung erfüllt würde. Zweiseitige Gebirge wären vollkommen unerklärlich. Ebenso alle die verhältnismäßig engen Umbeugungen. Wir finden keine Anordnung der Faltungsstränge zu irgendwelchen Polen und dementsprechend auch keine Zunahme der faltenden Kräfte gegen einen dazugehörenden Äquator.

Wir haben eine Anzahl von tatsächlichen Leitlinienbildern, welche unmöglich in eine solche Erklärung gefügt werden können. Es genügt, an die Leitlinien des Mittelmeeres zu erinnern, um sofort die Unmöglichkeit zu erkennen, die einseitigen Bewegungen dieser Faltenzüge in einen bestimmten Drehsinn zu ordnen. Wenn man die schematischen Profilzeichnungen der Überfaltentektoniker betrachtet, so möchte man allerdings am ehesten an eine solche Entstehung der Faltengebirge durch Vorwärts- und Übereinanderschleudern von weichen Massen denken.

Wir stünden damit aufs neue vor einer in ihren Folgen unübersehbaren Katastrophentheorie, die alle bisherigen Versuche, die Entwicklung des Erdganzen durch allmähliche Wirkungen stetiger Kräfte zu erklären, umstoßen würde.

Es ist ja ohne weiteres klar, daß eine plötzliche Hemmung oder Beschleunigung der Rotation vor allem die leichtesten und beweglichsten aller Erdmassen, die Meere und Gewässer, aus ihren Beeten herausschleudern müßte.

Die Wirkungen dieser ungeheuerlichen Sturmfluten wären für alle Erscheinungen des organischen Lebens eine unermeßliche Verheerung und Vernichtung.

Wer Gebirge durch Stöße oder Schwünge entstehen lassen will, ruft damit zugleich die toten Ansichten der Katastrophentheorie neuerdings zum Leben.

Damit haben wir die Schwung- oder Stoßhypothese der Gebirgsbildung abgelehnt.



Es ist jedoch wohl zu beachten, daß damit etwa keineswegs die Möglichkeit einer allmählichen, stetigen Eigenrotation der äußeren Erdschale über dem Kern geleugnet wird.

Es erübrigt nun noch die Prüfung der Gleit- und der Unterströmungshypothese.

Beide Annahmen erfüllen die bisher erhobenen gesetzmäßigen Forderungen der Gebirgsbildung. Dessenungeachtet entdecken wir bei näherem Zusehen sofort, daß die Gleithypothese für sich allein nicht alle Erscheinungen der Gebirgsbildung erklären kann. Zur Entstehung des gleitenden Schubes ist unbedingt ein Schweregefälle nötig. In den meisten Gebirgen sind nun tatsächlich einerseits die Faltungszonen gegen außen geschoben, anderseits besteht in derselben Richtung ein Gefälle, das sich nicht nur durch die Höhenzunahme der Berge gegen innen, sondern vor allem durch das Emportauchen von immer älteren Gesteinsschichten verrät.

Wenn wir die Höhenanordnung der ältesten, jeweils in größeren Verbänden auftretenden Gesteine beachten und uns von innen gegen außen entsprechend verlängert denken, so haben wir dadurch unter gewissen Beschränkungen gleichsam das „geologische Gefälle“

Fig. 39.



gegeben, das für die Schichtengleitung in Betracht kommt. Es ist naheliegend, daß das geologische und geographische Gefälle in Wirklichkeit (Fig. 39) nie zusammenfallen werden und im allgemeinen das geologische steiler und unregelmäßiger als das geographische sein muß.

Wenn man die Gleitung als eine oberflächliche Erscheinung begreift, so muß natürlich eine entsprechende schräge Bahn vorhanden sein, auf welcher sich die Massen in Bewegung setzen können. Es wäre vielleicht naheliegend, die Oberfläche der archaischen Gesteinsarten für diese Bahnfläche in Betracht zu ziehen.

Wenn wir nun die tatsächlichen Gebirge ins Auge fassen, so bemerken wir eine Reihe von Erscheinungen, welche für diese Erklärung sprechen, jedoch auch sehr wichtige, welche ihr entgegenstehen.

Für die Gleitfaltung sprechen vor allem folgende Beobachtungsgruppen:

1. In sehr vielen Fällen decken sich Faltungszonen mit einem geologischen Gefälle. In manchen anderen kann man ungezwungen durch nachträgliche Senkung den Mangel oder die Rückfälligkeit der Gleitbahn erklären.

2. Es besteht größtenteils Gleichsinnigkeit zwischen Fall- und Schubrichtung.

3. An vielen Stellen ist mit der Umkehr des geologischen Gefälles auch Umkehr der Faltungsrichtung verbunden. Die wichtigen hierher gehörigen Erscheinungen hat bereits E. Suess in weitschauender Weise als „Vor- und Rückfaltung" zusammengefaßt.

4. Das Schweregefälle steht in auffallend enger Beziehung zu dem geologischen.

Das ist besonders durch die neueren Schweremessungen klargelegt worden. In sehr vielen Gebirgen konnte direkt eine Zunahme der Schwerkraft von innen nach außen vermessen werden. Die Hauptschwere liegt vor den Rändern der Gebirge.

5. Der scharf ausgeprägte Außenrand der Faltungszonen sowie die gegen außen zunehmende Intensität und Einseitigkeit der Faltung wird hier leicht verständlich. Desgleichen ist das häufig beobachtete langsame Ausklingen der äußersten Falten im Vorlande geradezu eine Forderung der Gleithypothese.

6. Ebenso ist das überwältigende Vorherrschen der Pressung senkrecht zu der Bewegungsrichtung erklärt.

7. Je steiler das Gefälle, desto kräftiger der Zusammenschub. Tatsächlich haben wir entlang der höchsten Gebirge die heftigsten Faltungen.

8. Die Gleitfaltung tritt stets bei Schaffung des entsprechenden Schweregefälles auf. Sie ist daher ein Vorgang, der unendlicher Wiederholungen und Abwechslungen fähig ist. Die gleichzeitige und ungleichzeitige Nachbarschaft von Stau- und Zerrzonen wird dadurch ermöglicht. So legt sie uns eine sehr lebendige und veränderliche Entstehung der Gebirge nahe, die ja der Wirklichkeit weit mehr entspricht als die schematisierenden Einheitsmodelle der anderen Theorien. Die Gebirge besitzen jene oft verlangte Einheitlichkeit durchaus nicht.

9. Während wir gesehen haben, daß die Faltung zwischen starren Schollen das Auftreten von flachen, weiten Überschiebungsdecken, die von den Gebirgen gegen außen laufen, nicht zu erklären vermag, ist das gerade einer der stärksten Beweise für die Gleittheorie. Durch die neuen geologischen Aufnahmen sind die Überschiebungen allenthalben als eine überaus verbreitete und häufige Bewegungsform der Erdmassen erkannt worden. Die Gleitung ist als Ganzes schon eine Überschiebung von der Höhe gegen die Tiefe und kann durch entsprechende Umstände leicht in mehrere Schubdecken zerblättert werden.

10. Erklärt man die Faltengebirge durch gleitende Bewegungen, so kann man der unwahrscheinlichen Annahme von großen Kontraktionsschwankungen der Erde leicht entbehren. Die Selbständigkeit der Faltungszonen als Kraftstreifen im Antlitz der Erde wird dadurch erhellt.

11. Die enge Abhängigkeit der lokalen Faltungs- oder Überschiebungsform von der lokalen Struktur der Schichtmassen kann hier leicht verstanden werden, weil keine Drucke zur Anwendung kommen, vor deren Gewalt solche Unterschiede einfach verschwinden.



12. Endlich ist die hohe Empfindsamkeit der Faltungszonen für eingeschlossene und vorgelagerte härtere oder ungleich bewegte Schollen durch die Gleithypothese dem Verständnis sehr nahe gerückt.

Wenden wir uns nun den Gegengründen zu.

Hier ist vor allem zu bemerken, daß durch Gleitung nur jene Schichtzonen gefaltet werden können, denen ein Gefälle zur Verfügung steht. Somit könnte ein großes, mehrteiliges Gebirgssystem überhaupt nicht gleichzeitig gefaltet werden. Ebenso ist ein gefaltetes, ebenes Schichtsystem ein Hindernis für diese Erklärung. Desgleichen könnte ein Gebirge mit durchaus geschlossener Faltung nicht verständlich sein. Nach der Gleithypothese müssen neben Faltungsstreifen immer auch Zerrzonen vorhanden sein.

Außerdem ist wohl zu erwägen, daß die Gleithypothese notwendig noch die Mithilfe von vertikalen Hebungen oder Senkungen in Anspruch nimmt, die vom Erdinnern ausgehen.

Sie ist somit auch nur eine Teilerklärung der Gebirgsbildung. Daß Emersion von feuchten Schichten auf schiefer Grundlage oder Wärmeausdehnung infolge von Belastung nicht zur Schaffung des notwendigen Gefälles ausreichen, ist leicht einzusehen. Emersion verlangt übrigens schon an und für sich vertikale Hebung oder Senkung. Die Wärmeausdehnung kann aber niemals jene großen Wirkungen erreichen, weil bei der Langsamkeit der Sedimentation die abgelagerten Schichten leicht immer gleichmäßig durchwärmt werden können.

Zudem könnte diese Erklärung nur jeweils für eine ununterbrochene Serie von Meeresablagerungen Anwendung finden. Sie ist daher ganz unzugänglich und kann die Mitwirkung der Kräfte des Erdinnern niemals ersetzen.

Eine Verfaltung von archaischen Gesteinen mit jungen Meeresschichten, wie sie gar nicht selten vorliegt, ist dieser Annahme völlig unüberwindlich.

Es ist sehr wesentlich, zu bemerken, daß die Gleithypothese so wenig wie irgendeine der anderen der Mitwirkung des Erdinnern entbehren kann. Ob man dabei an vertikale Hebungen oder Senkungen denkt, ist für unsere Untersuchung vorerst noch belanglos.

Von dieser Überlegung ausgehend, erscheint die Gleithypothese überhaupt nur als ein Ausnahmefall einer viel weiteren und großartigeren Erscheinung.

Wenn wir die Gleitbahn aus der Region der oberen, festen Gesteinszonen in jene Tiefe verlegen, wo infolge von Plastizität mit grosser Leichtigkeit seitliche Verschiebungen eingeleitet werden können, so haben wir die Theorie der „Unterströmung“ vor uns, welche die Gleitung als eine Teilerscheinung umschliesst. Nach dieser Annahme werden die oberflächlichen Faltungen und Überschiebungen von Bewegungen des tieferen Untergrundes bedingt und getragen. Solche Bewegungen können vor allem dadurch leicht entstehen, dass sowohl bei Vergrösserungen als auch bei Verkleinerungen der ganze Überschuss oder Verlust der räumlichen Volumschwankung sich am leichtesten in vertikalem Sinne äussert und daher hier in mehrfacher Verstärkung auftritt.

Der ganze Betrag der kubischen Vergrößerung oder Verkleinerung wird also unmittelbar zu vertikaler Hebung oder Senkung verwendet (Fig. 40).

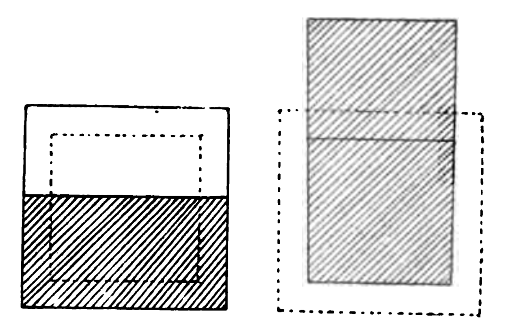
So tritt eine bedeutende Steigerung der vertikalen Verschiebung durch Konzentration der kubischen auf lineare Wirkung ein.

Das gilt natürlich nur für Massen, welche noch verhältnismäßig sehr nahe der Erdoberfläche gelagert sind.

Es ist hier auch der Ort, um darauf hinzuweisen, daß Ausdehnungen innerer Erdmassen ebensogut vorkommen können als Verkleinerungen. Wir kennen mehrfach Körper, welche sich selbst beim Durchlaufen einer absteigenden Wärmereihe an einzelnen Stellen wieder vergrößern. Außerdem ist die Wärmeabnahme des Erdinnern durchaus nicht erwiesen.

Die Annahme von beträchtlichen Massenverschiedenheiten unter der Erdhaut hat gar nichts Unwahrscheinliches, seitdem sogar vielfach Schwereschwankungen festgestellt worden sind. Es brauchen aber kompliziert zusammengesetzte Stoffe, welche sich beim Durchlaufen

Fig. 40.



derselben Wärmereihe sehr verschieden verhalten, nicht einmal notwendig ungleich schwer zu sein.

Wenn wir die über die ganze Erde verbreiteten, oft ungemein ausgedehnten breiten oder schmalen Einbrüche bedenken, so scheint es uns sehr wahrscheinlich, daß die Faltengebirge im Gegensatz dazu Streifen mehr oder minder intensiver Hebungen sind, von denen dann seitlich abfließende, vielleicht mehrfach hin und her schwankende Strömungen ihren Ausgang nehmen. Dabei können diese Erhabenheiten sowohl durch Ausdehnung des Untergrundes als auch durch Einsenkungen der Nachbarschaft zu ihrer ausgezeichneten Stellung gelangen.

Der oberflächliche Leser könnte nun in dieser Annahme eine Rückkehr zu der alten, plutonischen Erhebungstheorie vermuten und die gegen jene bestehenden Gründe auch hier zur Geltung bringen wollen.

Da bestehen jedoch ganz bedeutende Unterschiede.

Während dort feste oder weiche senkrecht empordringende Massen die Erdhaut zerreißen und zur Seite schieben, haben wir es da mit Massen zu tun, welche im Laufe riesiger Zeiten sich verschieden von ihrer Umgebung verhalten.

Tritt eine Hebung oder eine Senkung der Nachbarschaft ein, so ist damit die Gebirgsbildung noch lange nicht gegeben.

Diese Hebung oder Senkung kann aber unter entsprechenden Umständen Massenströmungen gegen die Tiefe und Rückflutungen etc. im Sinne eines Schweregefälles erzeugen.

Außerdem können sehr leicht selbständige „thermische Massenströmungen“ ins Spiel treten.

Diese Unterströmungen sind erst die Träger der oberflächlichen Faltungs- und Verschiebungserscheinungen. Erst die Einleitung der seitlichen Strömungen kann zu intensiven Faltungen führen. Es sind aber auch ganz wohl Hebungen und Senkungen ohne Auslösung dieser molekularen Massenverschiebungen denkbar. Hier entscheidet das Verhältnis der benachbarten Massen.

Der Hauptgrund gegen die alte Erhebungstheorie war durch die oftmals wiederholte Beobachtung gegeben, daß sich die Eruptivmassen selbst in großen Anhäufungen vollständig passiv gegenüber den Faltungen verhalten und die Zentralmassen größtenteils viel älter in ihrer Anlage sind als die anlagernden Faltungszonen. Eine Ausnahme behaupten die unter dem Sammelnamen der „Lakkolithen“ zusammengefaßten Eruptivgestalten.

Wenn inmitten eines flachen Tafellandes, das keine Spuren von Faltungen, dagegen vielfach solche von Senkungen und somit von Zerrungen aufweist, Lakkolithen vorkommen, so können die durch Tiefengesteine erfüllten Hohlräume unmöglich als Wölbungen betrachtet werden, die durch Zusammenpressung der obersten Gesteinsschichten entstanden sind. Einmal können jene häufig brotlaibförmigen Aufwölbungen überhaupt nicht durch Zusammenschub ihres Umlandes gebildet werden, weil ein solcher Schub schon durch die gegenseitige Hemmung der vordringenden Landkeile (siehe Fig. 9) notwendig verhindert würde. Es bliebe also nur die Erklärung, daß sich erst das Umland, dann der eigene Untergrund senkte und so endlich die obersten Schichten sich darüber als freie Kuppel erhielten. Das wird durch die flache Lagerung des Untergrundes widerlegt, welche übrigens schon an und für sich gegen eine allgemeine Zusammenpressung zeugt. Ebenso würde Zusammenstauung das Aufsteigen von Eruptivmassen verhindern. Somit kann eine solche Bildung einzig und allein als Hebung durch empordrängendes Magma erklärt werden. Lakkolithen dieser Art stellen die einfachste Form der Gebirgsbildung dar.

Wenn nun auch die Lakkolithen mit dem Auftreten der großen Granitkerne innerhalb der Hochgebirge viele Ähnlichkeit besitzen, so ist doch daran festzuhalten, daß wenigstens ein großer Teil derselben nachweisbar schon lange vor dem Auftreten der jungen Faltungen bestand.

Damit ist allerdings streng genommen noch gar nichts darüber ausgesagt, wie sich die beiden Kräftegruppen bei gleichzeitigem Wirken zueinander verhalten.

Daß der seitliche Schub emporgestiegene, also gewissermaßen leblos gewordene Eruptivmassen ebenso wie andere Gesteinslagen behandelt, kann nicht im mindesten verwundern.



Hier könnten nur gleichzeitig auf demselben oder eng benachbartem Boden wirkende vulkanische und faltende Kräfte zu einer Entscheidung führen. Es ist eine bemerkenswerte Tatsache, daß einigermaßen intensive Faltungszonen stets gleichsam einen Verschluß gegen größere Eruptionen bilden und daß in ihrer Nachbarschaft Zonen von lebhafter magmatischer Förderung bestehen. Wir können sagen, die beiden Kraftäußerungen treten in sehr vielen Fällen gemeinsam, doch örtlich geschieden hervor.

Stau- und Zerrzonen kann man so an den meisten Gebirgen mit gutem Rechte unterscheiden.

Eine Begründung für die örtlichen Zusammenhänge ihres Auftretens kann, wie wir wissen, nur durch Vermittlung des Untergrundes geschehen.

Es entsprach der Lehre der allgemeinen Kontraktion sehr wohl, alle magmatischen Bewegungen, welche die Erdhaut ganz oder teilweise durchdringen, als nebensächliche Begleiterscheinungen von Senkungen, Pressungen, Abstauungen etc. zu bezeichnen. Nachdem wir jedoch die Unmöglichkeit dieser Erklärung dargelegt haben, verliert dieser Schluß auch seine Notwendigkeit.

Damit soll etwa nicht im entferntesten behauptet werden, daß den emporgestoßenen Eruptivmassen, welche in der Erdhaut stecken, die Kraft zur Bildung von Gebirgen etc. innewohnen kann. Das ist sicher völlig ausgeschlossen und durch zahlreiche Beobachtungen über die ganze Erde hin festgestellt.

Solchen Massen kann an und für sich höchstens eine eng begrenzte örtliche Schichtstörung, niemals aber größere faltende Bewegung zugemutet werden.

Bedenken wir aber wohl, daß damit über die Fähigkeit der inneren Erdmassen zu Veränderungen ihres Volumens gar nichts entschieden ist.

Wenn wir zum Beispiel ein starkes Faß mit Wasser füllen und dasselbe gefrieren lassen, so wird die dabei auftretende Volumvergrößerung das Faß zersprengen. Dabei kann vielleicht auch Eis zwischen den entstandenen Fugen hervorgepreßt werden.

Wer wollte nun die ungeheure Kraft dieser Vergrößerung etwa durch den Hinweis widerlegen, daß die schmalen vorgequollenen Eisfäden unmöglich die dicken harten Eichenbretter an ihren Seiten haben zerreißen können. Man könnte diesem Vergleich entgegenhalten, daß er ein festes oder wenigstens zähflüssiges Erdinneres zur Voraussetzung für seine Anwendbarkeit fordere.

Es ist ohne weiteres zuzugeben, daß der Ausdehnungsdruck einer allseitig eingeschlossenen flüssigen oder gasförmigen Masse durch die Öffnung eines Ventils sofort aufgehoben und durch entsprechendes Ausstoßen von Masse ausgeglichen wird. Es kann aber doch unmöglich die Erde mit einem Gasballon etc. verglichen werden, der durch Anstechen allenfalls zum Zusammenschrumpfen gebracht werden könnte. Hier darf nicht vergessen werden, daß wir über den Zustand der Massen im Erdinnern wenig Sicheres wissen und daß es von vornherein sehr gewagt ist, Ausdrücke wie fest, flüssig, gasförmig dafür ohne Vorbehalt zu verwenden.

Wir kennen die Aggregationszustände des Erdinnern nicht und können bisher auch im Experiment nicht annähernd ähnliche Existenzbedingungen der Stoffe erreichen. Die Annahme eines festen, flüssigen, gasförmigen Erdinnern ist jeweils völlig unvereinbar mit den Erscheinungen der Erdhaut. Keine Aggregatform der Erdoberfläche kann mit ihren bekannten Eigenschaften unverändert zur Erklärung ausreichen.

Der früher angeführte Vergleich kann daher überhaupt nicht eine Ähnlichkeit mit dem Erdinnern anstreben, sondern wurde lediglich wegen des Verhältnisses des ausgestoßenen Eises zu den zersprengten Brettern gegeben. Dieses Verhältnis ist aber unter gewissen Bedingungen jenem von Eruptivmassen zu riesigen Sedimentlagen ziemlich ähnlich.

Der hier aufgedeckte Trugschluß liegt allen jenen Beweisen zugrunde, welche aus der mehr oder minder geringfügigen Wirkung von aufgestoßenen Magmamassen gegen ihre Umgebung auf die Unmöglichkeit von Hebungen großer Massen zu schließen versuchen. Es ist doch klar, daß eine Volumvergrößerung durchaus nicht mit einer Explosion verglichen werden kann. Und selbst diese verliert sofort von ihrer Heftigkeit, sobald ihr genügend Raum zur Verfügung steht.

Findet unter der Erdhaut eine solche Ausdehnung in bedeutendem Umfange statt, so vermag die hier wirksame, ganz ungeheure Gewalt mit Leichtigkeit ihre Decke entsprechend zu heben. Diese Hebung ist wie die Ausdehnung ein sehr allmählicher, langsamer Vorgang, der natürlich bei entsprechenden Umständen zu vielen plötzlichen, kleinen und durchaus sekundären Explosionen und Aufstößen Anlaß geben kann.

Solchen im Verhältnis zur ganzen, wahrscheinlich periodisch gestalteten Erhebung verschwindenden Episoden gehören vielfach die einzelnen Magmaförderungen an, welche wir an zahlreichen Stellen zwischen den Sedimentschichten bemerken.

Große, ausgedehnte Hebungszonen sind ebenso wie Senkungen auch ohne Austritt von Magmamassen zu verstehen.

Der Austritt dieser Massen steht zu jenen gewaltigen Bewegungen in einem ähnlichen Verhältnis wie gewisse sekundäre Schwingungen zu großen Wellen.

Wir sehen zum Beispiel eine große Masse einstürzen und nehmen nun wahr, wie eine ganze Reihe von kleinen Bewegungen und Schwingungen aus dem Einhalten der großen hervorsprießen. Eine große Bewegung kann in Wirklichkeit nicht so glatt, so stetig zum Stillstand kommen, daß nicht eine Anzahl kleiner und oft entgegengesetzter Schwingungen dabei entstünde. Eine vollkommen regelmäßig verlaufende Hebung unter regelmäßigen Schichten, welche zudem die nötige Elastizität für Dehnungen innehätten, würde keine magmatischen Austreibungen zur Folge haben müssen (Lakkolithen).

Bei den Gesteinsmassen der Erdhaut ist aber besonders die sehr geringe Bug- und Zugfestigkeit zu allen Zeiten und allen Orten der Anlaß für zahlreiche Zerreißungen, Klüftungen und damit für bedeutende Entlastungen gewesen.



Wenn man in diesem Sinne die Störungen der Erdhaut aus den Veränderungen des Untergrundes herleitet, so hat man also ebenfalls einerseits große, weitgedehnte Bewegungen, denen gegenüber die Emporförderungen von Magma an und für sich völlig machtlos sind.

Das Verhältnis des Zusammenbestehens von Falt- und Zerrzonen aber vermag diese Anschauung sehr leicht und gründlich zu erklären, da ja Faltung nach ihr meistens einerseits eine Zusammendrängung von Massen, anderseits eine Entlastung schafft.

Jede Entlastung, die sich gegen die Tiefe hin bemerkbar macht, muß das Emporsteigen von Tiefengesteinen erleichtern. Das gilt aber noch um so mehr, wenn jene Zerreißungen, Entlastungen etc. selbst wieder durch Magmabewegungen im großen veranlaßt worden sind.

Die tektonische Abbildung der Veränderungen des Untergrundes in der Erdhaut.

Selbständige Veränderung des Untergrundes. — Die Erde als schlecht gemischter Weltkörper.

Es bedarf keiner weiteren Ausführungen, daß für die Unterströmungshypothese einerseits alle Vorteile der Gleitung bestehen, anderseits aber auch die jener entgegenstehenden Hemmnisse gefallen sind.

Sie kann sowohl Faltungen einer ebenen Zone als alle im Gebirge vorliegenden Formen erklären. Desgleichen bereitet ihr das Vorkommen von Gebirgszügen ohne alte Kerne nicht die geringste Schwierigkeit.

Was aber für ihre Beurteilung noch wichtiger wird, das ist die Möglichkeit zu einer noch viel weiteren und großzügigeren Verallgemeinerung.

Nachdem wir gezeigt haben, daß die großen Faltengebirge weder durch Überschiebungen noch Überfaltung von seiten anliegender starrer Schollen erklärt werden können, bleibt von allen Faltungsmöglichkeiten der allgemeinen Kontraktion nur mehr die des Nachsinkens von Gewölben übrig. Das ist jener Fall, wo die Abbildung des Untergrundes am allerklarsten zum Ausdrucke kommt. Durch die Annahme von selbständigen Ausdehnungen des Untergrundes kann diese Art von Faltenerregung auch ohne Zuhilfenahme der allgemeinen Kontraktion sofort als Erscheinung der Unterstromtheorie begriffen werden.

Wir sehen, die Unterströmungen sind nur gelegentliche Äußerungen und Folgewirkungen der selbständigen Veränderungen der tieferen Erdmassen. Diese Veränderungen regen die darüber ruhende Erdhaut zu Bewegungen an, die sich an der Oberfläche je nach ihrer örtlichen und zeitlichen Ausbildung, je nach dem Material als Einsenkungen, Einbrüche, Faltungs- und Überschiebungszonen, Eruptionen, säkulare Hebungen oder Senkungen etc. geltend machen.

Nach dieser Anschauung sind die Formen der Erdoberfläche nicht Folgen einer allgemeinen Zusammenpressung, die sich je nach der verschiedenen Stärke des Erdgewölbes verschieden äussert. Wir sehen in ihnen Wirkungen von tiefer liegenden Vorgängen und fassen so die gesamte Erdhaut als die Abbildung ihres lebendigen beweglichen Untergrundes.

Wenn der Vergleich gestattet ist, so könnte man sagen, wir suchen die Begründung der Züge und des Mienenspiels im Antlitz der Erde aus den verborgenen Nervenregungen des Inneren abzuleiten.

Es ist ja klar, daß für die spezielle innere Eigenart und Ausbildung von Bewegungen der Erdhaut sicher die jeweilige örtliche Beschaffenheit der Sedimente von sehr wesentlicher Bedeutung ist. Aber daß hier das Alpensystem, dort der ostafrikanische Graben, da die skandinavische Überschiebung, dort die russische Tafel, hier ein Mittelmeer, dort ein gewaltiger Ozean oder ein Kranz von Feuerbergen gebildet wurde, das auf Rechnung von Stärke oder Schwäche der dortigen Sedimentmassen zu schieben, ist geradezu ein Unding.

Für den Ort einer Gebirgsbildung, einer Einsenkung etc. ist einzig und allein die Eigenart des Untergrundes bestimmend, für das Detail dieser Bildung, für die Architektur sind die Baumaterialien von großem Einfluß.

Es ist von dieser Anschauung aus möglich, alle Oberflächenformen, soweit sie nicht durch Kräfte der Atmosphäre erzeugt sind, einheitlich zu erfassen.

Wir kennen keine Formen der Erde, welche nicht durch die Wirkungen der atmosphärischen Kräfte umgestaltet werden. Keine Form ist rein erhalten und unsere Kenntnis derselben beruht ja großenteils auf den Eingriffen der Zerstörung.

Wir haben stets nur Ruinen vor uns, aber nicht in dem gewöhnlichen Sinne, weil nie der volle Bau wirklich bestand. Die Kräfte der Erdoberfläche können also niemals jene Bauten errichtet haben, weil jede ihrer Äußerungen eine Vernichtung derselben anstrebt.

Somit können sie nur durch Kräfte, welche in der Erdhaut oder unter derselben tätig sind, erzeugt worden sein. Wir haben aber gezeigt, daß die Kräfte der Erdhaut unmöglich Gebilde dieser Art zu erbauen vermögen. So stehen uns allein noch die Kräfte der Tiefe zur Verfügung, mit deren Walten sich alle Erscheinungen begreifen lassen.

Die Kräfte der Tiefe, das heißt des Untergrundes der Erdhaut, sind nach dieser Anschauung die Äußerungen von benachbarten ungleichen Massen, zwischen denen aus physikalischen und chemischen Ursachen mannigfache Strömungen eingeleitet werden.

Das widerspricht einer vollständig gleichmäßigen Ordnung aller Teilchen durch die Fliehkraft.

Wir haben schon angeführt, daß durch die modernen Schweremessungen solche Verschiedenheiten erwiesen sind und es außerdem



noch andere geben kann, welche sich solchen Messungen überhaupt entziehen.

Es ist auch gar nicht unwahrscheinlich, daß verschiedene Geoidschalen auch verschiedene Bewegungen befolgen.

So besteht keine Notwendigkeit, die Erde als einen bis zu den Molekülen genau ideal nach der Schwere und Geschwindigkeit geordneten Rotationskörper anzusehen.

Wir können also in gewissen Grenzen die Erde als einen schlecht gemischten unregelmäßigen Körper betrachten.

Soweit wir von der Oberfläche aus Einblicke erhalten, besteht die Erdhaut aus einer groben und ungleichen Gesteinsmischung. Wäre der Untergrund der Erdhaut aber jemals vollständig gleichmäßig gewesen, so hätte auch keine so ungleichartige Decke daraus gearbeitet werden können.

Es ist wohl naheliegend, daß diese Abweichungen von der streng regelmäßigen Massenordnung, welche wir hier für den Untergrund der Erdhaut in Anspruch nehmen, im Vergleich zur ganzen Erde etwa jenen Rang einnehmen, wie die Unregelmäßigkeiten der Erdoberfläche gegen die glatte Wölbung.

Die Verteilung im großen wird dadurch nicht im geringsten verschoben.

Die Erdhaut selbst erscheint als im Vergleich zum Erdinnern träg, abgestorben und passiv.

Sie bedeutet eine Hülle, welche jedoch durchaus nicht stark genug ist, um frei zu bestehen und sich der Einwirkung der Tiefe zu entziehen. Dabei ist wohl zu beachten, daß allgemeine Senkungen der Erdhaut unbedingt in allen Fällen mit strenger gegenseitiger Beeinflussung verbunden sind. Einzelne begrenzte Senkungen können sich von demselben befreien. Allgemeine Hebungen sind dagegen ebenso selbständig wie vereinzelte.

Über die sedimentäre Abbildung.

Ableitung der zeitlichen Abbildung in der Sedimentation. — Beschränktheit der sedimentären Abbildungen. — Die Erklärung der Formationsreihen und der Transgressionen von diesem Standpunkt. — Graphische Darstellung der geologischen Bewegungskurven verschiedener Erdstellen.

(Textfigur 41.)

Wenn wir die Unregelmäßigkeiten und Bewegungen des Untergrundes für die Ursache der inneren tektonischen Struktur der Erdhaut annehmen, so ist damit noch lange nicht die Tragweite dieser Auffassung erschöpft.

Es ist sehr naheliegend, daß verschiedene Massen, welche im Laufe ungeheurer Zeiten eine gemeinsame Reihe von Veränderungen durchlaufen, sich im allgemeinen häufig verschieden dabei verhalten.

Gleiche, auch weit örtlich getrennte Massen werden unter denselben Bedingungen wie unter denselben Veränderungen sich gleichen. Ungleiche werden im großen und ganzen ihre Ungleichheit bewahren,

wenn auch wohl zu bedenken ist, daß sie unter entsprechend verschiedenen Umständen sich in ihren Äußerungen mehr oder weniger ähnlich werden können.

Wenn wir diese Überlegungen auf den Untergrund der Erdhaut übertragen, so gewinnen wir in Rücksicht auf die letztere neben der örtlichen Abbildung auch noch eine zeitliche. Um noch einmal darauf hinzuweisen, so beruht diese Anschauung auf der Annahme von verschiedenenartigen mehr oder weniger ausgedehnten Massen, von denen aller Wahrscheinlichkeit nach im Bereiche der ganzen Erdschale die meisten an getrennten Stellen mehrfach vorhanden sind.

Wir haben also im großen und ganzen unter der Erdhaut verschiedene Gruppen von Unregelmäßigkeiten. Die Zusammengehörigkeit einer Gruppe ist durch Gleichheit oder nahe Ähnlichkeit ihrer Äußerungen und Veränderungen in der Zeitfunktion gegeben.

Denken wir uns nun dieses System von der Erdhaut bedeckt und einer langen Reihe von physikalischen und chemischen Veränderungen unterworfen.

Jede Gruppe wird für sich so eine Reihe von typischen Bewegungen, von Ausdehnungen, Einsenkungen, von mancherlei Schwingungen, Stößen, Erschütterungen, Strömungen etc. beschreiben.

Die darüberliegende Erdhaut muß in gewissem Ausmaße, wie wir wissen, allen diesen so sehr variablen Äußerungen und Anregungen gehorchen. Dabei ist aber wohl zu unterscheiden, daß diese Bewegungen je nach ihrer Art nicht etwa nur zu tektonischen Umlagerungen, sondern größtenteils zu sedimentären Massenbewegungen Anlaß geben. Ohne Meer und Atmosphäre könnten wir nur tektonischen Umbau der Erdhaut von uns haben. So besitzt jedoch die Erdoberfläche einer eigenen Motorenbetrieb, der sofort jegliches Erzeugnis der Tiefe ergreift und in Bearbeitung nimmt.

So muß jede tektonische Neuordnung mit einem neuen Umtrieb der Sedimentation verbunden sein.

Jedem tektonischen Aufbau entspricht also im allgemeinen ein sedimentärer Zerstörungskranz.

Damit ist schon nahegerückt, daß einer bestimmten Gruppe von Massen des Untergrundes nicht bloß im Laufe der Zeiten eine bestimmte Folge von Dislokationen, sondern auch eine bestimmte Serie von Ablagerungen zugeordnet sein muß.

Die Verhältnisse der Tiefe sind sicherlich weit komplizierter, als es diese Übersicht verlangt und gewiß bestehen unzählige Abweichungen und noch unbekannte Verbindungen. Es werden vielleicht die einzelnen Gruppen nicht so scharf getrennt sein, als es auf diesem grobgezeichneten, vorläufigen Umriß erscheinen muß. Es kann sich hier aber auch nicht um die Erklärung einzelner Details, sondern nur um die Erkennung großer, weitgespannter Zusammenhänge handeln.

Wir hätten also, von den verschiedenartigen Massen des Untergrundes ausgehend, in der Erdhaut sowohl eine sedimentäre wie eine tektonische Abbildung derselben vor uns.

Auch hier sind natürlich nur große Verhältnisse ins Auge gefaßt, denn für kleine, eng begrenzte müssen schon notwendig dadurch Abänderungen entstehen, daß sich ja die tektonische Baufläche und die zugehörigen Sedimentierflächen nicht genau decken können. Hier müssen in vielen Fällen, so besonders bei Gebirgsbildung und Vulkanismus, beträchtliche Verschiebungen Platz greifen. Es gibt ja selbstverständlich Fälle, wo die sedimentäre Verbreiterung eine so bedeutende wird, daß von keinem Zusammenhang mehr mit Recht gesprochen werden kann. Wenn z. B. bei einer Vulkanexplosion der Aschenschleier über einen großen Teil der Erde gebreitet wird, so ist jene enge Verbindung zweifellos zerrissen.

Es muß also festgehalten werden, daß die tektonische Abbildung in allen Fällen weit getreuer und einheitlicher ist als die sekundäre-sedimentäre. Eine schematische, volle Zuverlässigkeit kann von der letzteren nie verlangt werden.

Trotzdem werden in den meisten und größten Fällen auch hier die Bildverzerrungen richtig gedeutet und verstanden werden können.

Wir haben gefunden, daß jede als Einheit großen Stils zu bezeichnende Erdstelle einerseits durch ihre gesamte Tektonik, anderseits durch ihre volle Sedimentserie charakterisiert wird.

Wenn wir die Charakteristik, welche die Sedimentserie gewährt, mit der nötigen Vorsicht in Anwendung bringen, so ist uns damit ein sehr wertvolles Mittel zur Beurteilung der Tektonik gegeben. Wenn wir den eben aufgestellten Satz ins einzelne übertragen, so können wir sagen, daß zum Beispiel die Geschichte eines Gebirges, eines Tafellandes, eines Ozeans, eines Mittelmeeres, einer Vulkanreihe etc. mit gewissem Vorbehalt schon aus den Aufzeichnungen ihres Sedimentgrundes zu entnehmen ist.

Die Ausdrucksmöglichkeiten der Sedimenturkunden sind dabei sehr reiche und können durch entsprechende Vertiefung ihrer Erforschung noch weit feiner entziffert werden.

Welch intimer Ausdruck ist da nicht häufig schon manch begrenzter Schichtserie zu eigen. Eine Fülle von rasch wechselnden Lagen, Bänken, Blättchen, Knollen, von den verschiedensten Gesteinen, von Kalken, Mergeln, Lehmen, Sandsteinen, Konglomeraten, Tuffen, Ergußgesteinen etc. tritt uns oft in einem einzigen Aufschlusse entgegen.

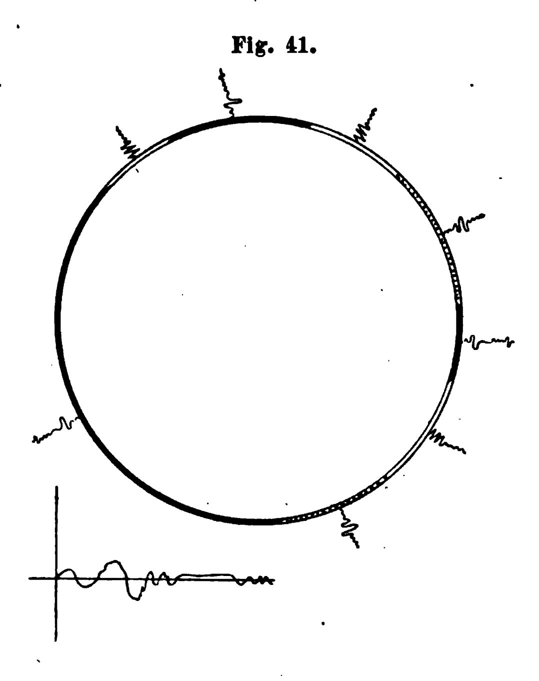
Hier ist der Ausgangsort für weite und höchst bedeutungsvolle Untersuchungen.

Dieser oft unbeschreiblichen, reichen, großartigen Fülle im einzelnen steht trotzdem eine höchst merkwürdige und für die ganze Geologie grundlegende Zusammenfassung der Ablagerungen zu gewissen typischen Serien gegenüber. Es wäre sehr wohl denkbar, daß entlang der ganzen Erdfläche fortwährend neue und abgeänderte Serien von Ablagerungen auftreten würden. Es könnte ja jede immer eine ganz beträchtliche Ausdehnung besitzen und trotzdem nur einmal vorhanden sein.

Stellen wir uns nun eine so gestaltete Erdhaut vor, deren Oberfläche zum größeren Teil von Meeren verhüllt wird, so ist völlig klar, daß eine Übertragung und Gleichstellung einer bestimmten Sedimentserie auf andere Erdteile vollkommen ausgeschlossen wäre. Die Aufstellung von Formationen und Unterabteilungen derselben, mit deren Hilfe sich heute die Geologen aller Länder wohl verständigen können, wäre dadurch ganz unmöglich gemacht. An der jetzigen Erdfläche sehen wir klar die großen Umschlingungen der Meere, die häufige Wiederkehr gleicher oder doch ähnlicher Verhältnisse in weitgetrennten Lagen vor uns.

Ebenso müssen aber, so weit die Geologie zurückzuschauen vermag, von jeher große und mehrfach gleiche Gruppierungen und weite Umschlingungen stattgefunden haben.

Fig. 41.



Vom Standpunkt der Abbildungslehre aus sind diese Erscheinungen leicht und klar zu überschauen. Hier sind die Formationen durch die entsprechend harmonischen Bewegungen von sehr ausgedehnten und mehrfach wiederkehrenden gleichartigen Massen des Untergrundes vorgezeichnet.

Diese so verbreiteten Massen bilden gleichsam eine Art von Netzwerk von gleichen tektonischen und sedimentären Bedingungen über die Erde hin.

Mit Hilfe dieses im Laufe der Zeit veränderlichen und verschiebbaren Grundnetzes, das vielfach zu riesigen Flächen verbreitert erscheint, gelingt es fast immer, dazwischenliegende andersartige Serien mit dem für eine bestimmte Zeit vorherrschenden Hauptnetz in Beziehung zu bringen. Solche Hauptnetze sind natürlich immer die Meere

mit allen ihren Gliedmaßen etc. Sie verschieben sich in sehr beträchtlichem Ausmaß, doch nicht bis zur vollständigen Umkehrung.

Um diese äußerst wichtigen Verhältnisse bequem im Schema zu überblicken, können wir uns vielleicht mit Vorteil folgender Darstellung bedienen.

Im großen werden die Veränderungen einer Erdstelle, wie wir wissen, durch vertikale Hebungen und Senkungen bedingt, von denen unter Umständen allerlei seitliche Strömungen sekundär ihren Ausgang nehmen. Diese Schwankungen können wir als eine örtliche und zeitliche Funktion begreifen und uns dieselben durch eine Schwingungskurve (Fig. 41) versinnlichen. Wir tragen z. B. die vertikalen Hebungen und Senkungen von einem willkürlich angenommenen Nullpunkt + und — in senkrechtem Maßstabe auf. Die Zeitfunktion aber bilden wir durch entsprechende Abschnitte in der Horizontalen ab. Es ist das nur ein ganz einfaches Beispiel, es ließen sich aber auch die seitlichen Verschiebungen etc. ganz wohl in ein Kurvenbild bringen.

Wir würden so theoretisch für die verschiedenen Einheitsgruppen eine Anzahl von Schwingungskurven erhalten und könnten dieselben dann vergleichen.

Auf einer Karte kann man entsprechend jeweils jene Stellen durch Linien (isotektonische Linien) oder Farben zusammenfassen, welche innerhalb einer bestimmten geologischen Periode gleichartige, gleichsinnige Bewegungen ausgeführt haben.

Es ist wohl zu beachten, daß natürlich absolut den gleichzeitigen Hoch- und Tiefständen nicht unbedingt gleiche Sedimentausdrücke entsprechen müssen. Im allgemeinen aber dürfte es stimmen. Der Grund für dieses Zusammenstimmen ist in dem Vorhandensein des Wassers gelegen, das im allgemeinen durch die Schwere in den Hohlräumen angeordnet wird. Diese Anordnung wird aber auch dadurch noch verfeinert, daß sich je nach Ufernähe und Tiefe ganz bestimmte und wohl charakterisierte Ablagerungszonen ausbilden müssen.

Es kann also in gewissem Ausmaß die vertikale Senkung noch wohl abgelesen werden, während die Höhe einer Hebung nicht so leicht genauer bestimmt werden kann.

Die Sedimente des trockenen Landes geben viel weniger scharf umzeichnete Bilder. Hier werden wir es vor allem mit Lücken in der Sedimentation, mit bedeutenden Erosionsbahnen, mit Gebirgen etc. zu tun haben.

Eine solche Darstellung der verschiedenen Erdgebiete durch charakteristische Schwingungskurven ist bei dem gegenwärtigen Stand unseres Wissens nur schwer und unzureichend ermöglicht, wird aber in Zukunft sicherlich durchführbar sein.

Dadurch ist der rascheste Überblick geschaffen und die Vergleichung überaus anschaulich und nahe gemacht.



Kritik anderer Erklärungsversuche.

Unmöglichkeit einer Erklärung der Formationsreihen, Transgressionen und Strandverschiebungen durch periodische Schwankungen der Meere oder durch Senkungen. — Notwendigkeit eines Wechselspieles von Hebungen und Senkungen.

(Textfigur 42.)

Wir haben die Möglichkeit von vertikalen Hebungen und Senkungen erkannt.

Beide Vorgänge können sehr wohl ohne seitliche Druckleistungen für sich und abgeschlossen bestehen.

Die Faltengebirge sind Äußerungen von seitlicher Zusammenpressung, von Strömungen, die an Hebungen und Senkungen je nach der inneren Beschaffenheit der erzeugenden Massen des Untergrundes gebunden sein können. Die vertikalen Bewegungen sind wahrscheinlich allezeit die ersteren, die tieferen, die wichtigeren Bewegungen, von denen die horizontalen als zweite und bedingte Erscheinungen erst abfließen. Der Versuch, alle Formen der Erdhaut aus ihrer Gegenseitigkeit abzuleiten, kann daher zu keiner Lösung ihrer Rätsel führen.

Des weiteren haben wir außer der örtlichen tektonischen Abbildung des Untergrundes auch noch die ungenauere sedimentäre kennen gelernt. Die Begründung der allgemeinen Gültigkeit der Formationen, der weiten Bereiche der Transgressionen etc. kann ebenfalls von diesem Standpunkt aus gegeben werden. Es erhebt sich nun die Frage, ob diese Erscheinungen nicht vielleicht ebensogut durch Vermehrung oder Verminderung des Wasserbesitzes der Erdoberfläche erklärt werden könnten.

Die umgestaltenden Motoren der Erdoberfläche streben unausgesetzt Gebirge und Länder zu erniedrigen und zu verbreitern. Im Laufe gewaltiger Zeiten werden die Meere dadurch beengt und zugleich die Ufer verflacht. Das Wasser wird so allmählich aus seinen Behältern herausgedrängt und kann sich mit Leichtigkeit über weite flache Gefilde ergießen.

Eine allgemeine insellose Überflutung müßte das Ende dieses Kräftespieles bedeuten. Damit ist überhaupt das notwendige Ende aller Zerstörungskräfte gegeben, wodurch sie sich ja so wesentlich von den erzeugenden inneren Gewalten des Planeten unterscheiden.

Die größte denkbare Transgression wäre damit erreicht, zugleich aber auch das Ende der weiteren unorganischen Sedimentation. Eine neue Periode könnte erst wieder durch den Angriff der inneren Kräfte der Erde eingeleitet werden. Auch sie könnte wieder allgemach in der Überflutung enden. Es ist leicht eine solche Reihe zu konstruieren, wobei es ja gar nicht nötig ist, daß die Transgressionen den letzten Grad von Vollendung erreichen. Ihr Vordrang kann auch früher durch innere Arbeit gehemmt werden.

Wir sehen aus dieser Überlegung, daß das Vorhandensein von mehr als einer Transgression schon an und für sich das Eingreifen von inneren Kräften notwendig erfordert, wenn man nicht willkürliche Schwankungen des Meeresspiegels zu Hilfe rufen will.

Nehmen wir nun an, das Wasser der Erdoberfläche würde durch irgendwelche Einflüsse so beträchtlich vermehrt, daß bedeutende Über-



flutungen die Folgen wären. Wir hätten also wieder eine Transgression gegeben, die allerdings von der früheren verschieden ist. Diese Transgression kann durch innere Kräfte oder durch Wasserverminderung rückläufig gemacht werden. Eine periodische Reihe von Vergrößerungen und Verkleinerungen der allgemeinen Wassermenge würde so unter bestimmten Voraussetzungen eine Folge von Transgressionen bewirken können.

Dabei ist aber zu beachten, daß auch diese Reihe ohne innere Zutaten notwendig mit allgemeiner Überflutung endet. Außerdem ist aber noch zu bemerken, daß diese Transgressionen ohne das Zwischenspiel von inneren Kräften ungeheuer regelmäßig verlaufen müßten. Wir kennen auf der Erde überhaupt keine Ablagerungen, welche so regelmäßig ausgebreitet wären, wie es dieser Annahme entsprechen müßte.

Weitere Unwahrscheinlichkeiten treten bei näherer Prüfung dieser Annahme zutage.

Ausgedehnte flache Teile, wie der größte Teil unserer heutigen Tiefebenen, müßten vor allem von den Transgressionen betroffen werden. Die Ablagerungen dieser Länder hätten Transgressionsdecken, welche jedesmal der Erosion verfallen müßten. Es kommt dabei darauf an, welche Wirkung die größere ist, die aufschüttende, sedimentschaffende der Überflutung oder die wegführende der Erosion. Nehmen wir jenen Fall heraus, wo die Erosion gegenüber der Sedimentation zurückbleibt. Dann sehen wir auf einer erodierten Basis eine Sedimentlage, in diese ein Erosionsrelief eingesenkt, darüber wieder eine Sedimentdecke, wieder ein Relief usw. Es ist klar, daß die Begrenzung jeder solchen Schichtdecke unten und oben durch eine Erosionsfläche gegeben sein muß. Des weiteren ist leicht einzusehen, daß ein solches Gebiet dauernd überflutet, ganz verlandet wird oder die vollständige Serie aller Überflutungen und Trockenlegungen mitmachen muß. Der Schluß hat natürlich die Abwesenheit innerer Störungen zur Voraussetzung. Wieviel von der vollständigen Ablagerungsserie der Transgressionen erhalten ist, hängt von den Eingriffen der Erosion und somit besonders von der Dauer der Trockenlegungen ab. Wenn wir bedenken, daß zahlreiche Ebenen in großem Umfange die Sedimente von Tertiär, Kreide etc. Buchten bis heute wohl zu erhalten vermochten und daß auf solchen Flächen, besonders in der Nähe von höherem Lande, die Zuführung der Abtragung ganz wohl standhält, so wird man zugeben, daß ein ähnliches Verhältnis auch für die älteren Trockenlegungen sehr wahrscheinlich ist.

Dann hätten wir solche Tiefebenen geradezu als Museen der Transgressionen zu bezeichnen. Wir besitzen auf der Erde eine Anzahl von ausgedehnten Tiefebenen, welche durch ihre Lage zwischen Meeren und Gebirgen ganz vorzüglich zu solchen Museen geeignet wären. Dieselben sind weder dauernd überflutet noch auch durch Sedimentation so erhöht, daß sie namhaften Niveauschwankungen des Meeres entzogen wären.

Trotzdem kennen wir keine einzige Ebene, welche eine volle Sammlung der großen Transgressionen in ihrer Sedimentfolge darstellen würde.



Durch gleichartige vertikale Bewegungen kann sowohl die weite Dehnung der Transgressionen als auch der Zusammenklang der Formationen an den verschiedenen Stellen der Erdfläche erklärt werden. Es sind die Ausdrücke einer mehr oder minder harmonischen, vertikalen Bewegungsart von zusammenhängenden oder getrennten Teilen der Erde.

Die Annahme von bedeutenden periodischen Vermehrungen und Verminderungen des irdischen Wasserbesitzes ist einmal vollständig unerwiesen und kann außerdem ohne Mitwirkung von inneren Veränderungen die wirkliche Schichtverteilung nicht verständlich machen.

In gewissem Sinne ist diese Annahme auch schon durch die Unmöglichkeit widerlegt, die Strandverschiebungen lediglich durch das Schwanken des Meeresspiegels zu erklären.

Wir übersehen heute mit ziemlicher Genauigkeit ein über die ganze Erde gebreitetes Beobachtungsnetz, aus dem mit Sicherheit zu entnehmen ist, daß Hebungen und Senkungen des Landes gleichzeitig an der Arbeit sind. Dasselbe läßt sich an den tertiären Sedimenten erweisen und gilt zweifellos auch für die älteren Formationen. Die Kräfte der Verwitterung müssen bei genügender Entfaltungszeit unbedingt zur allgemeinen Einebnung und damit zur vollständigen Überflutung führen. Eine periodische Schwankung des Wasserbesitzes (zum Beispiel durch periodische Vereisungen) vermag ebenfalls nicht die tatsächlichen Erscheinungen zu erklären.

Es fragt sich nun, ob vielleicht Verwitterung im Verein mit Einsenkungen alle Formen der Sedimentschätze erzeugen kann. Hier ist einmal zuerst daran zu erinnern, daß Senkungen einzelner Teile der Erdhaut im allgemeinen weder notwendig mit Auffaltungen der eigenen Massen noch mit Emporpressungen benachbarter Teile verbunden sind. Dann ist wohl zu beachten, daß selbst Senkungen von gewaltigen Erdmassen nur geringe Schwankungen der Weltmeere zu verursachen vermögen.

Der durch eine Senkung gebildete Hohlraum wird von dem Wasser erfüllt und dadurch gleichmäßig auf eine ungeheure Fläche verteilt. Senkungen im Bereiche der Meere haben notwendig Landgewinn zur Folge. Senkung innerhalb der Festländer bedeutet Landverlust, solange dieselbe nicht entweder riesige Räume betrifft oder bis zu gewaltiger Tiefe vorschreitet. Diese Entwicklungen können als sehr unwahrscheinlich oder unmöglich außer acht gelassen werden.

So können wir annähernd behaupten, Senkung im Meerbereiche bedeutet Landgewinn, Senkung im Festlande im allgemeinen Landverlust. An den Grenzen kann es leicht zu kombinierten Wirkungen kommen.

Wenn wir nun annehmen, daß Senkungen im Laufe großer Zeiträume ziemlich regelmäßig über die ganze Erdfläche hin verbreitet sind, so haben wir also ein Vorherrschen von Landgewinn aus dem großen Vorherrschen der Wasserflächen zu erwarten.

Dem steht die stetige Arbeit der Einebnung aller Festländer durch Verwitterung und die Ausbreitung der Meere durch Sedimentzudrang gegenüber.

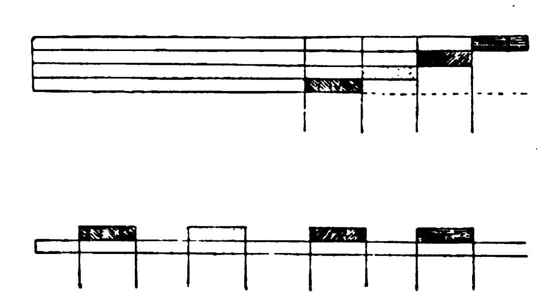
Es ist leicht einzusehen, daß durch diese Wirkungen nur ein ziemlich eng begrenztes Feld von Umgestaltungen der Erdhaut eröffnet wird.



Jedes Festland wird von einem stetig breiteren, gleichmäßigeren Gürtel von Sedimenten umschlungen. Fällt daher nicht gerade die Grenze eines Einbruches mit einem Küstensaum zusammen, so müssen lauter flache, träge Ufer im Laufe der Zeiten zustande kommen. Ein Auftauchen von höheren neuen Inseln oder Festlandmassen ist so gut wie ausgeschlossen. Der Eingriff der inneren Gewalten, welcher sich in den Versenkungen äußert, vermag keine selbständigen Formen zu schaffen, sondern läuft mit einem Antrieb von Niveauschwankungen des Meeres ab. Gleichzeitiges Untertauchen und Auftauchen aller flachen Küstensäume und meeroffenen Tiefländer ist der Hauptcharakter dieses Mechanismus.

Sieht man von ganz ungeheuerlich großen oder tiefen Einbrüchen ab, so sind diese Niveauschwankungen nicht sehr beträchtlich. Wir wissen bereits, daß die Faltungszonen der Festländer nicht aus einer allgemeinen Kontraktion abgeleitet werden können. Halten wir das fest, so ist damit gezeigt, daß durch Seitendruck der Einbrüche auch nicht die tatsächlichen Erhebungen der Festländer gezeitigt worden sind.

Fig. 42.



Wenn aber nicht durch Erhebung von Gebirgen und Hochländern die Erosion neu belebt wird, so ist eine Belebung überhaupt nur an den Küstensäumen bei Meeressenkungen denkbar. Diese kann ihrer Natur nach nur sehr schwächlich sein, weil sie auf einer gering geneigten Fläche zur Entfaltung gelangt. Außerdem ist hier das Einschneiden in den weichen Massen sehr erleichtert.

Wenn man sich diese Charakteristik vor Augen hält, erkennt man sofort, daß damit der Reichtum der tatsächlichen Verhältnisse durchaus nicht erschöpft wird.

Noch größer werden die Schwierigkeiten, wenn man die hohe Lage jener gewaltigen Massen von Meeressedimenten, die an zahlreichen Orten beobachtet wurden, durch Senkungen deuten will. Die Erklärung für die Bildung von 5—6000 *m* mächtigen Meeressedimenten, die durchaus nicht den Charakter von Tiefseegebilden an sich haben, kann nur durch Annahme von ziemlich allmählichen Senkungen geboten werden. Wer nun aber diese Schichtfolge durch Senkungen zu Land machen will, muß dazu eine allgemeine Senkung des Meeresspiegels um mindestens 5—6000 *m* zu Hilfe rufen.

Nehmen wir zum Beispiel an, die hochliegende Sedimentfolge hätte eine Ausdehnung von $^1/_{100}$ der Erdfläche und das Meer sei gleich $^{75}/_{100}$, so muß sich nach dieser Auffassung ein 75mal so großes Gebiet um 5 bis 6000 *m* senken.

Bedenken wir nun, daß wir in der langen geologischen Entwicklung nicht eine, sondern viele und ungleichzeitig erhobene Sedimentfolgen von großer Dicke kennen, so wird dieser (Fig. 42) Erklärungsversuch ins Gebiet des Unwahrscheinlichen verwiesen. Die ältesten verlandeten Schichtsysteme müßten die höchsten sein und, falls sie nicht nachträglich wieder selbständig gesenkt sind, den vollen Betrag aller seitherigen Senkungen darstellen.

Wenden wir das auf unsere geologischen Erfahrungen an, so würden diese Schichten auf mindestens 20—30.000 *m* hohen Sockeln ruhen müssen. Davon ist keine Spur.

Die Faltengebirge mit ihren Aufstauungen gehören natürlich gar nicht in diese Gruppe von Erscheinungen, da wir nur die flachen erhabenen Sedimenttafeln betrachten, welche ohne Gebirgsstauung zu ihrer Stellung gelangt sind. Hier sind aber die Unterschiede nicht größer als die Mächtigkeiten einzelner dicker Sedimentlager.

Um das zu erklären, müßte man also ein zweites System von Senkungen zu Hilfe rufen, welches diese riesigen Schichtenstufen wieder ins gewöhnliche Niveau herabführt. Damit das erreicht wird, müßte die Senkung je nach dem Alter stufenweise verschieden sein.

Wir haben bei der Berechnung der Meeresspiegelsenkung der Einfachheit wegen angenommen, daß der ganze übrige Meeresboden sich einheitlich und gleichmäßig zum Beispiel um 5—6000 *m* senke. Das ist sicher eine äußerst unwahrscheinliche Annahme. Nimmt man aber enger begrenzte unregelmäßige Senkungen an, so muß man zu sehr viel tieferen seine Zuflucht nehmen. Das ist ebenfalls wieder gegen alle Erfahrungen.

Die Leugnung der vertikalen Hebungen zwingt so zu den ungeheuerlichsten Annahmen, die in ganz riesigen Ausmaßen der Senkungen ihren Ausdruck finden.

Nur die Annahme, daß Hebungen ebenso wie Senkungen an der Umgestaltung der Erdhaut teilnehmen, bietet einen Mechanismus dar, welcher nicht zu außerordentlichen Größen seiner Bewegungen greifen muß.

Wenn einzelne Teile von Meeresboden zu Land werden, so ist die einzige natürliche, ungezwungene Erklärung dafür die der Erhebung. Um das frühere Schema zu benutzen, so wird hier zur Erklärung der Hebung von einem $^1/_{100}$ der Erdhaut eben der gerade entsprechende Untergrund, also $^1/_{100}$ desselben in Anspruch genommen. Die andere Erklärung braucht für das $^1/_{100}$ die Bewegung von $^{75}/_{100}$. Dadurch wird anschaulich genug der Wust und ungeheure Umweg dieser Erklärungsweise versinnlicht.

Unsere erste Untersuchung über die Verteilung und die Zusammenhänge der Faltungsstränge hat gezeigt, daß dieselben, wie sie tatsächlich vorliegen, großenteils nicht als Werke der allgemeinen Kontraktion begriffen werden können. Derselbe Schluß hat sich dann aus der Betrachtung der Faltungs- und Schiebungsformen ergeben. Wir haben uns daher der Unterströmungstheorie zugewendet, welche wohl Erhebung voraussetzt. Diese Erhebung kann allerdings auch durch benachbarte Senkungen geschaffen werden, doch ist dies in vielen Fällen unwahrscheinlich.

Die Erscheinungen der Strandverschiebungen, der Transgressionen weisen unzweideutig auf Hebungen und Senkungen hin. Die Verteilung und Lagerung der älteren Sedimentfolgen ist ebenfalls ohne das Wechselspiel von Hebung und Senkung nur äußerst schwerfällig zu deuten.

Abschluß.

Wir sind von der Druckspannung des ideellen Erdgewölbes und von den Festigkeiten der irdischen Gesteine ausgegangen und haben erkannt, daß eine Fernleitung der Seitenschübe ganzer Erdringe sowie eine Zusammenfassung derselben an einzelnen Stellen der Erdhaut vollständig unmöglich ist.

Diese Erfahrungen über die Weiterleitung und Anhäufung von Druckspannungen, welche die Festigkeit ihres Leiters weit übertreffen, wurden sofort auf das Geoidgewölbe übertragen. Die weitere Verfolgung dieser Überlegungen führte nun zur Aufstellung der hauptsächlichsten Faltungstypen, welche aus Unregelmäßigkeiten bei der allgemeinen Kontraktion der Erdhaut zu entstehen vermögen. Im wesentlichen sind diese Faltungen durch das Verhältnis von Scholle und Ring, also durch Geschlossenheit der Faltzonen bezeichnet. Nähern sich solche Faltenringe einander, so können sehr mannigfaltige Formen daraus entspringen.

Wir haben aus den hier auftretenden Erscheinungen der Teilung, Schlingung, Innen-, Außenseite und Umbeugung wichtige Kriterien für die Erkennung der Kontraktionsfaltungen abgeleitet.

Die Faltungszonen der Erde können großenteils nicht mit diesen Kriterien in Einklang gebracht werden und erweisen sich so schon im Stil ihrer äußeren Anlage als Gebilde, welche von der allgemeinen Kontraktion unabhängig sind und eine bestimmte Selbständigkeit besitzen.

Damit sind alle Hypothesen der Gebirgsbildung abgelehnt, welche Kräfte und Massen zum Gebirgsbau aus weiter Ferne zusammenschleppen. Auch die Hypothesen der Gebirgsbildung durch Volumschwankungen der Gesteine oder Massenverschiebungen an der Erdoberfläche reichen zur Erklärung nicht hin.

Nach diesen Ausführungen, welche auf die Anlage der Gebirge im großen, auf ihr Weltbild gerichtet sind, folgen nun Untersuchungen der Faltung und Schiebung im einzelnen.

Auch hier werden wieder Kriterien abgeleitet, welche aus dem Faltungs- oder Schiebungsbild auf die Entstehung schließen lassen. Besondere Aufmerksamkeit wird dem Gesamtumfang der Massen-



bewegung bei Faltung und Schiebung gewidmet und gezeigt, daß beide ursächlich miteinander verbunden sind.

Diese Erscheinung ist sehr wichtig und führt uns zur Widerlegung der Schardt-Lugeonschen Überfaltungshypothese. Die Annahme der Bildung von Überfalten durch Ausquetschung von gewaltigen Geosynklinalen ist vollständig unberechtigt. Ebenso können die großen Faltengebirge der Erde nicht aus Wirkungen der Erdrotation, also aus Stößen und Schwüngen, abgeleitet werden.

Zahlreiche Faltenzonen müssen als Streifen eigener Entstehungskraft begriffen werden.

Da die Ursache ihrer Bildung in vielen Fällen weder im Umland noch in ihren eigenen Massen liegt, so muß dieselbe im Untergrund begründet sein. Von dieser Überlegung geleitet, kommen wir zur Gleithypothese und prüfen deren Erklärungsbereich. Auch sie vermag manche Erscheinungen nicht aufzulösen. Die Gleitung selbst stellt sich indessen nur als ein Teilfall einer viel umfassenderen Massenbewegung dar, welche wir unter dem Namen der „Unterströmung" begreifen.

Durch diese Erweiterung wird auch der Erklärungsbereich vergrößert. Es liegt hier nahe, die Unterströmungshypothese mit der alten plutonischen Erhebungslehre zu vergleichen, von der sie sich jedoch wesentlich unterscheidet. Damit stehen wir vor der Frage der vertikalen Hebungen, welche in bejahendem Sinne entschieden wird.

Die Unterströmungen selbst gehören als bestimmte Gruppe zu den in gewissem Sinne selbständigen Veränderungen des Untergrundes der Erdhaut. Diese Auffassung verlangt für das Innere der Erde eine einigermaßen unregelmäßige Massenverteilung, welche jedoch im Verhältnis nicht erheblicher zu sein braucht als die Reliefabweichungen der Erdoberfläche von der glatten Wölbung.

Die Veränderungen des Untergrundes prägen sich nun der Erdhaut einerseits als tektonische, anderseits als sedimentäre Abbildungen ein. Die letztere Abbildung ist sehr viel ungenauer und verzerrter. Beide Reihen von Abbildungen, die örtliche und die zeitliche, deuten durch ihr Zusammenwirken völlig ungezwungen die Erscheinungen des weltweiten Zusammenklanges der Formationen und Transgressionen. Periodische Schwankungen der Meere oder ein System von reinen Senkungen können diese Erscheinungen nicht erklären.

Das Wechselspiel von Hebungen und Senkungen erweist sich zu ihrer Erklärung als unumgänglich nötig. Ohne fortgesetzte innere Eingriffe müßten alle großen Sedimentierprozesse ganz anders verlaufen.

Die Oberflächenerklärung der Gebirgsbildung aus dem Nebeneinander verschiedenartiger Sedimentgruppen reicht in vielen Fällen nicht aus. Das Auftreten von Faltengebirgen, Mittelmeeren, Sprungländern, Ozeanen, Vulkanreihen etc. kann nicht als eine Funktion der jeweiligen örtlichen Gesteinsfestigkeiten verstanden werden. Die dazu nötigen Unterschiede sind in wechselreichen, mächtigen Sedimentfolgen durchaus nicht vorhanden.

Dagegen weisen ganze Gruppen von Merkmalen und Beziehungen gleichsinnig darauf hin, daß die Ursache aller dieser Gebilde in Äußerungen des Untergrundes der Erdhaut zu suchen ist.

Es muß noch besonders betont werden, daß mit diesen Erörterungen durchaus nicht die Anwendungsfähigkeit der verschiedenen anderen Hypothesen für einzelne Fälle geleugnet werden soll.

Dagegen läßt sich keine mit Recht zu einem einheitlichen geologischen Weltbild vergrößern.

Alle Versuche, die Gebirgsbildung durch einheitliche Bewegungen zu erklären, sind von vornherein mißlungen.

Die Faltengebirge stellen sich nicht als einheitliche Bewegungsbilder der Gesteinsmassen dar, welche durch eine Bewegungsformel in ihre ursprünglichen Ablagerungsformen zurückgeführt werden können.

Hier liegt ein mächtiger, wechselvoller Bereich von mannigfaltigen Bewegungen vor uns, von Hebungen, Senkungen, Schiebungen, von Vor- und Rückfaltungen, Hin- und Herflutungen, von Zerrungen und Pressungen, von Magmaförderungen und Einbrüchen.

Aufwärtsbewegung wechselt mit abwärts und seitwärts gerichteter, Zerrung mit Pressung und der Sinn des Faltenschubes ist keineswegs ein unveränderlicher.

Die Einheitlichkeit dieser großen Gebirge ist nicht vorzüglich der Ausdruck einer geschlossenen, gleichsinnigen Bewegungsschöpfung. Sie kommt vielmehr vor allem dadurch zustande, daß die Bewegungen des Gebirgsraumes im Laufe ungeheurer Zeiten stets mehr oder weniger von jenen der Umgebung verschieden gestaltet waren.

Es ist nicht ein Bewegungsakt, sondern eine lange Reihe von solchen, welche diesen Streifen der Erdhaut ihre ausgezeichnete Stellung bereiten.

Wir haben die selbständigen Veränderungen des Untergrundes für die Erklärung dieser Erscheinungen herangezogen. Diese Veränderungen können physikalische oder chemische sein.

Man könnte nun vielleicht sagen, daß damit nichts weiter als ein räumliches Tieferlegen der Ursachen der Gebirgsbildung erreicht sei.

Dem ist indessen nicht so, einmal weil diese Tieferlegung eine notwendige ist und dann, weil durch die Umkehrung, durch den Schluß von den Formen der Erdhaut auf die Zusammensetzung und Art des Untergrundes die Möglichkeit einer systematischen, wissenschaftlichen Erforschung der tieferen Erdzonen nähergerückt wird.

Damit ist einer bedeutenden Erweiterung der geologischen Forschungs- und Erkenntnisgebiete überhaupt Bahn gebrochen.

Beendet, Wien, Mitte März 1906.

Inhaltsverzeichnis.

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.

III.

Von R. J. Schubert.

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. XVIII [IV]—XX [VI]) und 8 Zinkotypien im Text.

A. Einleitung.

In diesem III. Teile beschreibe ich die übrigen Familien der mir bisher vorliegenden und zugänglichen Otolithen des öster.-ungar. Tertiärs. Da außerdem seit der Veröffentlichung der ersten zwei Teile meiner Otolithenstudien (dieses Jahrbuch 1901 und 1905) neue fossile Otolithen und rezentes Vergleichsmaterial ergänzende Bemerkungen zu den darin beschriebenen Formen nötig machten, faßte ich auch die bisher von mir beschriebenen Otolithen ganz kurz im Rahmen einer systematischen Anordnung zusammen, so daß dieser III. Teil gewissermaßen selbständig abgeschlossen ist, insoweit jedoch nur, als darin bezüglich Beschreibung und Abbildung der in den beiden ersten Teilen beschriebenen Arten auf diese beiden Teile verwiesen ist.

Betreffs der fossilen Otolithen standen mir auch für die übrigen Familien im wesentlichen die gleichen Sammlungen zu Gebote wie bei den beiden ersten veröffentlichten Teilen, außerdem von der Bergakademie Leoben. Besonderen Dank bin ich jedoch Herrn Dr. med. Hans Maria Fuchs in Vöslau schuldig, der in den Sanden von Vöslau überaus reiche Fossilsuiten aufsammelte und mir in liebenswürdigster Weise mehrere tausend Otolithen zum Studium und zur Veröffentlichung überließ. Durch sein Bemühen ist auch Vöslau die formenreichste bisher bekannte Otolithenlokalität, während ich sonst nur wenig Arten von dortselbst gekannt hätte.

Seit einiger Zeit beschäftigt sich Herr Dr. G. G. Bassoli in Modena mit dem Studium der miocänen und pliocänen, im Museum der Universität Modena befindlichen Otolithen. Mich machte nach Veröffentlichung des II. Teiles meiner Otolithenarbeit eine diesbezügliche Notiz von Prof. Dante Pantanelli darauf aufmerksam, weshalb ich mich mit Dr. Bassoli deswegen ins Einvernehmen setzte. Photographien und gesandte Otolithen ließen erkennen, daß zwischen den Fischotolithen des modenesischen und österreichischen Neogens so vielfache Beziehungen vorhanden seien, daß ein persönliches Studium der modenesischen Exemplare (nach Bassolis Schätzung etwa 12.000) mir sehr wünschenswert erschien. Herr Hofrat Tietze ermöglichte

mir dies durch Gewährung eines Schlönbach-Stipendiums, wofür ich mir auch an dieser Stelle ihm meinen verbindlichsten Dank auszusprechen erlaube. Von den bereits von mir beschriebenen Otolithen erwiesen sich besonders die Makruriden im Miocän des Monte Gibio reich vertreten, doch auch von den von mir noch nicht beschriebenen Formen waren mehrere spezifisch gleich. Dadurch erklären sich die von Herrn Bassoli und mir gemeinsam gegebenen Artnamen[1]).

Von rezenten Fischen konnte ich neuerdings durch die freundliche Vermittlung von Prof. Dr. v. Lendenfeld und Dr. Trojan in Prag und Direktor Prof. Cori in Triest Tief- und Hochseefische von Messina und aus dem Atlantischen Ozean studieren, die mir besonders bei der systematischen Stellung der Scopeliden von Wert waren.

Für Überlassung fossilen Vergleichsmaterials bin ich überdies Prof. Boettger und Prof. Kinkelin in Frankfurt und Prof. Jaekel in Berlin zu Dank verpflichtet.

Die Hauptmasse der von mir untersuchten Otolithen gehört dem marinen (mediterranen) Miocän an. Von älteren Schichten konnte ich nur eine Suite von Pausram untersuchen (Koll. Rzehak). Ich habe daher in meiner Fischliste die mehrfach beschriebenen aquitanischen Funde nicht aufgenommen, da mir keinerlei aquitanische Otolithen vorlagen. Die jüngeren Faunen der Kongerien- und Paludinenschichten haben bisher zumeist Sciaenidenotolithen geliefert, was von um so größerem Interesse ist, als gerade aus diesen Schichten sonst nur spärliche und fragmentarische Überreste von Fischen bekannt wurden.

Am kärglichsten war das Otolithenmaterial, das ich aus sarmatischen Schichten untersuchen konnte. Verschiedene Lokalitäten, die ich und Herr Dr. Fuchs auf Otolithen durchsuchten (Cerithiensande von der Türkenschanze, Hernals [Fischtegel], Möllersdorf, Wiesen bei Walbersdorf, Nexing), erwiesen sich als ganz otolithenleer und nur eine Probe, die ich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt als aus der Ödenburger Gegend stammend vorfand, ergab drei Otolithen aus der nächsten Verwandtschaft des *Gobius vicinalis*. Ich würde dieses nicht präzis bezeichnete Vorkommen nicht erwähnen, wenn es nicht im Vereine mit der reichen Vertretung und Verbreitung von gleichfalls zweifellosen *Gobius*-Otolithen in der II. Mediterranstufe des Wiener Beckens und dem sehr seltenen und fraglichen Vorkommen von Cottiden daselbst dafür sprechen würde, daß Steindachner mit seiner generischen Bestimmung der Hernalser *Gobius*-Arten im Gegensatze zu Woodward, der sie für *Lepidocottus* erklärt, recht hatte. Überdies fand ich, wie ich im speziellen Teile unter *Gobius vicinalis* näher ausführe, bei einem von Steindachner als *Gobius elongatus* bezeichneten Fische von Hernals zweifellose *Gobius*-Otolithen.

Sämtliche beschriebenen Otolithen sind *Sacculus*-Otolithen (Sagitten). Über die system. Stellung von zwei kleinen *Lapillus* (?) bin ich noch nicht im klaren und habe sie daher nicht näher beschrieben.

[1]) Inzwischen ist Herrn Bassolis Arbeit in der „Rivista italiana“ erschienen, so daß bei diesen Arten auch auf die Abbildungen der italienischen Arbeit hingewiesen werden konnte.



B. Beschreibung der Otolithen.

Percidae (Barsche).

Otolithus (*Serranus*) *Noetlingi Koken.*

(Taf. IV, Fig. 1—4.)

1891. *O.* (*Serranus*) *Noetlingi Koken.* l. c. pag. 124, Taf. VIII, Fig. 1.

Der Umriß ist länglich, vorn und hinten etwas zugespitzt, vorn auch durch eine mehr oder minder ausgeprägte Excisura ausgebuchtet. Der Ventralrand ist namentlich bei den jüngeren Exemplaren stärker gekrümmt als der Dorsalrand. Die Innenseite ist gewölbt, das Ostium kurz, nach vorn divergierend, die Kauda lang, schmal und am Ende nach abwärts gebogen; eine Crista superior ist, wenn auch nicht stark, so doch meist merklich ausgebildet.

Die Außenseite ist konkav, im ventralen Teile etwas verdickt und mit randlichen, im dorsalen Teile gröberen, auch auf die Innenseite übertretenden Rippen geziert, die jedoch bei älteren Exemplaren fast ganz verschwinden. Von der Excisura ostii läßt sich eine seichte Furche bis gegen die Mitte des Otolithen verfolgen.

Die soeben besprochenen Vöslauer Otolithen stimmen im wesentlichen derart mit denen des oligocänen *Serranus Noetlingi* überein, daß ich sie trotz einiger wohl geringfügiger Unterschiede damit vereinte.

Länge	3·0—5·0	*mm*
Breite	1·5—2·3	„
Dicke	0·3—0·5	„

Vorkommen: Miocän von Vöslau; Oberoligocän Deutschlands.

Otolithus (*Serranus*) *steinabrunnensis sp. nov.*

(Taf. IV, Fig. 5.)

Gestalt verlängert, vorn abgeschrägt und durch die auffallend starke Krümmung von den übrigen mir vorliegenden Otolithen unterschieden. Der Sulcus ist sehr breit, die am Ende nach abwärts geknickte Kauda nur wenig schmäler als das Ostium, dessen oberer Rand an der Dorsalbegrenzung des Otolithen teilnimmt. Die Crista superior ist deutlich und darüber eine längliche Area. Ventral- sowie Dorsalrand des Otolithen ist wellig gebogen.

Der stark gekrümmten Innenseite entsprechend ist die Außenseite quer konkav; sie ist fast glatt, nur im kaudalen Teile etwas wellig gebogen.

Dieser Otolith entspricht in seinen wesentlichen Merkmalen derart den Otolithen der rezenten Mittelmeerform *Serranus scriba*, daß ich der Gattungsbestimmung sicher zu sein glaube. Von *Serranus scriba* unterscheidet er sich durch die gedrungenere Form und das weniger scharf vorspringende Rostrum.

Länge	5·8	*mm*
Breite	3·0	„
Dicke	0·8	„

Vorkommen: Miocän von Steinabrunn.

Otolithus (Centropristis) integer sp. nov.

(Taf. IV, Taf. 6.)

Die Gestalt ist länglich, doch vorn schräg abgeschnitten und läuft in ein spitzes Rostrum aus. Die Innenseite ist mäßig gewölbt, der Sulcus tief und das vorn verbreiterte Ostium geht nach rückwärts fast allmählich in die Kauda über, indem nur durch eine Biegung des Unterrandes des Sulcus die Trennung zwischen Ostium und der verhältnismäßig kurzen, am Hinterende nur wenig gebogenen Kauda ersichtlich ist. Über der vorderen Hälfte der Kauda befindet sich eine scharfe Krista und darüber eine kurze, doch tiefe Area. Die Ventrallinie ist deutlich und der unterhalb befindliche Teil der Innenseite etwas niedergedrückt.

Die Außenseite ist in der ventralen Hälfte verdickt, in der dorsalen sind radiale Wülste erkenntlich.

Über die generische Zugehörigkeit dieses Otolithen glaube ich im klaren zu sein, da er recht gut mit den Otolithen des rezenten *Centropristis hepatus* übereinstimmt.

Länge	4·0	*mm*
Breite	1·8	„
Dicke	0·6	„

Vorkommen: Steinabrunn.

Otolithus (Dentex) nobilis Koken.

1891. l. c. pag. 124, Taf. VIII, Fig. 8.
1906. Bassoli, l. c. Taf. II, Fig. 32, pag. 5?.

„Gestalt oval, nach vorn verschmälert, aber nicht zugespitzt, hinten abgerundet. Außenseite zwar konkav angelegt, aber durch die reichliche Entfaltung höckeriger Rippen im ganzen konvex. Die Ränder sind durch die Rippen fein gekerbt, diese selbst häufig dichotom gespalten, gegen die Mitte verflacht. Nur einige stärkere erreichen die Mitte, welche von einer Längserhebung durchzogen wird. Innenseite gewölbt, am Ventralrande abgeschrägt an Stelle einer Ventralfurche. Ränder fein gekerbt, am Dorsalrande gröbere Zähne. Der Sulcus acusticus zerfällt in ein schaufelförmiges Ostium, dessen ventraler Rand scharf von der Kauda absetzt, eine nach unten flache Kurve bildet und im Rostrum wieder in die Höhe steigt, und eine lange, schmale, ein wenig nach unten gebogene Kauda. Auch der dorsale Rand des Ostiums setzt scharf von dem der Kauda ab, biegt sich alsdann wieder parallel der Längsachse. Über dem Sulcus, respektive der Crista superior, eine längliche Area."

Auf ein Exemplar von Vöslau paßt derart die oben zitierte Kokensche Beschreibung, daß ich sie wörtlich anführte. Ich bildete dasselbe nicht ab, da es abgesehen von den im folgenden angeführten Unterschieden mit *Otolithus subnobilis m.* und *latior m.* vielfach übereinstimmt.

Länge	3·8	*mm*
Breite	2·3	„
Dicke	0·5	„

Vorkommen: Miocän von Vöslau; von Italien (?); Oberoligocän Deutschlands.

Ich vermag diesen Otolithen zu keiner anderen Gattung mit mehr Berechtigung zu stellen, obgleich die bisher von mir untersuchten Otolithen von *Dentex vulgaris* durchaus nicht jeden Zweifel an der Zugehörigkeit von *Ot. nobilis* zu *Dentex* ausschließen.

Otolithus (Dentex?) subnobilis sp. nov.

(Taf. IV, Fig. 10—12.)

Dieser Otolith ähnelt derart dem (*Dentex*) *nobilis*, daß ich lange im Zweifel war, ob ich ihn nicht nur als Abart von *D. nobilis* auffassen soll. Während dieser jedoch stets einen deutlich geknickten Dorsalrand besitzt, ist der Dorsalrand bei den Neudorfer Exemplaren eine fast ganz gerade Linie, wodurch der Otolith eine auffallend gestrecktere Gestalt besitzt. Trotzdem ist der ostiale Teil des Sulcus gedrungener als bei *nobilis*, wenngleich die Kauda sich in ihrer Ausbildung derart an *nobilis* anschließt, daß ich auch für *O. subnobilis* die Zugehörigkeit zu *Dentex* annehmen möchte. Der Ventralrand ist gerundet oder (bei einem Exemplar) etwas winkelig geknickt.

Die Außenseite entspricht gleichfalls der von *Dentex nobilis*, zeigt aber trotz der gleichen oder geringeren Größe der Otolithen als beim Kokenschen Original jener Art nur undeutliche Radialrunzeln.

Länge	3·2—4·5 *mm*
Breite	2·0—2·7 „
Dicke	0·5—0·7 „

Vorkommen: Miocän von Theben-Neudorf; Pliocän von Leobersdorf.

Otolithus (Dentex) latior m.

(Taf. IV, Fig. 7—9.)

Der Umriß ist im ganzen elliptisch, doch nur der Ventralrand ist gerundet, der Dorsalrand dagegen doppelt geknickt. Die Innenseite ist flach gewölbt, die Ränder fast ganz ungekerbt, der Verlauf der Ventrallinie ist durch eine schmale abgeschrägte Zone längs des Ventralrandes angedeutet. Der Sulcus ist deutlich, das schaufelförmige Ostium deutlich von der Kauda abgesetzt, die am vorderen Ende auffällig verengt ist. In ihrem mittleren Teile ist die Kauda breiter und am Hinterende ein wenig nach abwärts gebogen. Die Crista superior ist scharf, die Area länglich.

Die Außenseite ist im ventralen Teile mehr oder weniger verdickt, im dorsalen etwas konkav, mit einer stark ausgeprägten, vom Vorderrande bis gegen die Mitte sich hinziehenden Furche und trägt nur undeutliche Runzeln. Dadurch und durch die infolgedessen so gut wie glatten Ränder sowie die gedrungenere verbreiterte Gestalt unterscheidet sich diese Form von dem sonst ähnlichen oberoligocänen und auch in einem Exemplar bisher in Vöslau gefundenen *Dentex nobilis Kok.*, durch die gedrungenere Gestalt auch von *Ot. subnobilis m.*

Immerhin ist die Zugehörigkeit zur gleichen Gattung wie *Ot. nobilis* zweifellos; Koken stellte ihn zu *Dentex* und die mir vorliegenden Otolithen gestatten es nicht, diese Form mit mehr Berechtigung zu einer anderen Gattung zu stellen.

Länge	. . .	5·0—5·9 *mm*
Breite	. . .	3·5—4·3 „
Dicke	. . . .	1 *mm*.

Vorkommen: Miocän von Vöslau und Kienberg; Oberoligocän Deutschlands.

Otolithus (Percidarum) moguntinus Koken.

(Taf. V, Fig. 42.)

1891. Koken, l. c. pag. 128, Fig. 17.
1893. Rzehak, l. c. pag. 184.

„Langgestreckt elliptisch, konkav-konvex, dick und massig. Die Skulptur der Außenseite ist verwischt, meist nur durch Querrunzeln repräsentiert; am Dorsalrand sind aber fast immer einige kurze kräftige Rippen vorhanden, die eine zackige Verbiegung desselben verursachen. Auch die der Excisura entsprechende Depression läßt sich fast stets verfolgen, seltener eine vom Hinterrande kommende. Konzentrische Anwachsstreifung deutlich. Sulcus acusticus sehr tief eingesenkt, in einen langen, relativ schmalen, kaudalen Teil und ein kürzeres, schaufelförmiges Ostium geteilt; letzteres ist sowohl durch einen Knick des Ventralrandes wie durch eine Aufwärtsbiegung des dorsalen Randes abgesetzt. Die ventrale Grenze des Ostium wellenförmig gebogen, häufig am Vorderrande im Rostrum in die Höhe steigend; die dorsale Grenze in der Hälfte ihres Verlaufes geknickt. Das Rostrum springt weit vor, ist aber meist breit abgerundet. Die Excisura ist eine Ausbiegung des Randes, aus der eine Ostialfurche sich nach innen zieht, aber kein Spalt. Die Area liegt schmal, bandförmig und vertieft über der starken Crista superior. Die Kauda ist stark abwärts gebogen; meistens liegt sie noch ziemlich entfernt vom Hinterrande. Die Ventralfurche liegt hart am Ventralrande."

Diese im Untermiocän von Weisenau bei Mainz häufige Form stellte Koken auch in den *Oncophora*-Schichten von Eibenschitz fest. Rzehak gab als Ausmaße der mährischen Form 15 *mm* Höhe und 8 *mm* Höhe an.

Otolithus (Percidarum) opinatus Proch.

(Taf. IV, Fig. 30 u. 31.)

1893. Prochazka, „Seelowitz", pag. 83, Taf. III, Fig. 10.

Die Gestalt ist im ganzen elliptisch, doch vorn durch das scharf vorspringende Rostrum auffällig zugespitzt und mit etwas gekantetem Hinterrande. Der Sulcus ist deutlich vertieft, ziemlich in der Mitte gelegen und durch eine deutliche Einschnürung in ein kürzeres Ostium und längere Kauda (und nicht umgekehrt, wie Prochazka l. c. angibt) getrennt. Das Ostium ist nach vorn verbreitert mit mäßiger Excisur,

die Kauda bei den Pausramer Exemplaren wenig gekrümmt, bei dem Original von Prochazka dagegen, nach der Abbildung zu urteilen, stärker nach unten gebogen, ein Merkmal, dem jedoch bei der sonstigen Übereinstimmung nur geringer Wert zukommen dürfte. In der Kauda lagert der ganzen Länge nach eine kollikulare Bildung. Crista superior, Area sowie Ventrallinie deutlich.

Außenseite mit mehr oder weniger kräftigen radialen, etwa in der Mitte zusammenlaufenden Kerben versehen, die auch auf die Innenseite, wenngleich weniger stark und weniger weitreichend übertreten.

Länge	3·2—5 *mm*
Breite	2·0—3 „
Dicke	0·5—1 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau und Seelowitz; Pausram (Alttertiär?).

Dieser Otolith scheint dem oberoligocänen *O.* (*Percidarum*) *frequens Koken* sehr nahe zu stehen, doch unterscheidet er sich besonders durch sein bisweilen auffällig scharf zugespitztes Rostrum von diesem. Von den mir bekannten rezenten Formen erinnert er mich am meisten an Otolithen, die ich unter dem Namen „Mackeret Shad" von Mr. B. B. Woodward erhielt und die zu *Labrax* gehören sollen.

Otolithus (*Percidarum*) *applanatus Rzehak.*

(Taf. V, Fig. 46.)

1893. Rzehak, l. c. pag. 184, Taf. II, Fig. 29.

„Der Umriß des flachen und dünnen Otolithen ist länglich-oval mit zugespitztem Vorder- und abgerundetem Hinterrande. Die Ränder, namentlich der Oberrand, sind deutlich gekerbt. Der Sulcus ist deutlich in ein unregelmäßig vierseitiges Ostium und eine lange, schmale, sanft bogenförmig verlaufende Kauda geteilt. Die untere Begrenzungslinie des Ostiums ist wellig gebogen. Die Area ist nur schwach eingesenkt, die Crista ebenfalls nur wenig entwickelt. Die Außenseite ist ziemlich glatt und bietet außer feinen, den Randkerben entsprechenden Furchen nichts Bemerkenswertes."

Länge	3·5 *mm*
Höhe	1·6 „

Vorkommen: im brackischen Miocän von Eibenschitz (*Oncophora*-Schichten).

Otolithus (*Percidarum*) *arcuatus Bass. et Schub. n. sp.*

(Taf. IV, Fig. 32.)

1906. Bassoli, l. c. pag. 52, Taf. II, Fig. 29 u. 30.

Der Umriß ist elliptisch bis auf den grobgezähnten Dorsalrand. Die Innenseite ist deutlich gewölbt, der Sulcus acusticus dem Dorsalrande genähert, weil der Dorsalteil des Otolithen und besonders der supraostiale reduziert ist. Bei dem abgebildeten Otolithen aus Kienberg bildet der obere Rand des Ostiums einen Teil des Dorsal-



randes, und daß dies nicht etwa nur eine sekundäre Erscheinung ist, beweisen die zahlreichen Otolithen vom Monte Gibio, die ich bei Herrn Bassoli zu sehen Gelegenheit hatte. Eine Crista superior und längliche Area ist bei den wohlerhaltenen Exemplaren deutlich wahrzunehmen. Die Kauda ist lang und etwa in der Mitte schräg nach abwärts gebogen.

Die Außenseite ist im ganzen querkonkav, doch mit mehr oder minder ausgeprägter Verdickung in der ventralen Hälfte.

Länge eines Kienberger Otolithen	. . .	7·3 *mm*
Breite „ „ „	. . .	5·0 „
Dicke „ „ „	. . .	1·8 „

die italienischen Otolithen auch größer (6—12 *mm* lang).

Vorkommen: Miocän von Kienberg; von Italien (Bassoli).

Labrax (Otolithus) Neumayri Kr.-Gorj.

1882. Beitr. z. Pal. Öst.-Ung. II., pag. 98, Taf. XXII, Fig. 5.

Kramberger-Gorjanović erwähnt bei der Beschreibung des Fisches auch eines in situ erhaltenen Otolithen, doch ist von demselben gegenwärtig leider nur die vordere Hälfte erhalten, die jedoch von den oben beschriebenen Otolithen verschieden ist.

Ich habe im folgenden, bei einigen weiteren Otolithen bemerkt, daß nahe verwandte Otolithen in situ an den Fischen von Dolje zu sehen sind. Eine ausführliche Bearbeitung und photographische Wiedergabe dürfte später möglich sein.

Sparidae (Meerbrassen).

Otolithus (Pagellus?) gregarius Koken.

(Taf. IV, Fig. 23—29, 36?)

1891. *O. (Sparidarum) gregarius Koken.* l. c. pag. 128, Taf. VII, Fig. 7 und 8, Textfig. 18—20.
1906. *O. (Pagellus) gregarius Koken.* Bassoli, l. c. pag. 52, Taf. II, Fig. 35.

Diese von den übrigen Spariden durch seine Größendimensionen abweichende Form ist im Umriß fast rhombisch, doch ist der Dorsalrand in der Regel nicht einfach gebogen, beziehungsweise geknickt, sondern in der Mitte eingeschnitten. Der Sulcus acusticus ist gut ausgeprägt, zumeist schmal, nur der in Fig. 24 dargestellte Otolith besitzt einen auffällig breiten Sulcus. Zwar scheint dieser durch spätere Einflüsse entstanden zu sein, doch wäre es nicht unmöglich, daß dieser Otolith einer nahe verwandten Form angehört, zumal auch sonst einige Differenzen in Umriß und Skulptur der Außenseite vorhanden sind, die ich bei den übrigen mir vorliegenden Otolithen nicht wahrnehmen konnte. Das Ostium ist nach vorn verbreitert, von der Kauda deutlich abgesetzt. Eine Excisura ostii ist bisweilen recht deutlich (Fig. 27), bisweilen nur auf der Außenseite als Furche angedeutet, fehlt bisweilen gänzlich. Die Kauda ist rückwärts besonders bei den jüngeren Exemplaren nur wenig abwärts gebogen, reicht nur bei

Fig. 24 bis an den Kaudalrand. Eine Crista superior und darüber eine seichte Area ist bei fast allen intakten Otolithen deutlich ersichtlich, desgleichen eine vom Ende der Kauda beginnende Ventrallinie.

Die Außenseite ist bisweilen in der Ventralhälfte im ganzen wenig verdickt und fast glatt oder mit unregelmäßigen, im wesentlichen dorsoventralwärts verlaufenden Runzeln versehen, bei den kleineren, offenbar jüngeren Otolithen dagegen reich radial gerippt.

Länge	5·7—9·5 *mm*	(3·0 *mm*)
Breite	4·8—8·0 „	(2·4 „)
Dicke	1·1—2·8 „	(0·5 „)

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Grinzing, Steinabrunn, Grund) und Mähren (Kienberg); im Mittel- und Oberoligocän Deutschlands (Koken), Mio- und Pliocän Italiens (Bassoli).

Die Übereinstimmung der österreichischen Exemplare mit denjenigen des deutschen Oligocäns und die Variabilität an beiden Vorkommen ist derart, daß die miocänen Otolithen wohl der gleichen oder einer sehr nahestehenden Art angehörten wie die von Koken beschriebenen. Auch die modenesischen Otolithen des Herrn Dr. Bassoli stimmen völlig mit den österreichischen. Betreffs der Gattungszugehörigkeit möchte ich mich, wenngleich noch mit Vorbehalt, der Ansicht des Herrn Bassoli anschließen, daß die Otolithen einem *Pagellus* oder einer ihm nahestehenden Gattung angehört haben dürften. Es spricht dafür auch die verhältnismäßige Größe der Otolithen, wenngleich die beiden Adriaformen *P. mormyrus* und *erythrinus* mehr verlängerte Otolithen besitzen. Doch ließen sich die anderen in Frage kommenden Gattungen, wie *Oblata*, *Box*, *Cantharus*, *Sargus*, *Chrysophris*, *Charax, Maena*, *Smaris*, noch weniger vergleichen.

Otolithus (*Chrysophris*) *Doderleini Bass. et Schub. n. sp.*

(Taf. IV, Fig. 46—48.)

1906. Bassoli, l. c. pag. 52, Taf. II, Fig. 34.

Der Umriß ist verlängert, vorn durch ein Rostrum zugespitzt, der Unterrand deutlich gegen den Oberrand abgesetzt, der durchweg mehr oder weniger winklig gebogen ist. Die Innenseite ist etwas gewölbt, des Sulcus deutlich in ein längliches Ostium und eine nur mäßig schräg nach abwärts gebogene Kauda geschieden. Excisura ostii meist schwach, Rostrum deutlich. Crista superior, Area und Ventrallinie meist schwach entwickelt.

Die Außenseite ist etwas vertieft, bei jüngeren Exemplaren mit zahlreichen radialen Falten bedeckt, die bei älteren Otolithen undeutlich werden. Die ganze Umrandung ist gekerbt, besonders in der dorsalen Hälfte, wo die Falten auch auf die Innenseite des Otolithen kräftiger übertreten.

Dieser Otolith erinnert sehr an *O.* (*Percidarum*) *plebejus Koken* aus dem Mitteloligocän von Waldböckelheim, der sich jedoch durch den, wie Koken eigens hervorhebt, nicht winklig gebogenen Dorsalrand, die weniger zugespitzte Gestalt und, wie es scheint, auch

kleinere Unterschiede in der Ausbildung des Sulcus unterscheidet. *O. Doderleini nob.* entspricht im wesentlichen derart den Otolithen der rezenten *Chrysophris aurata*, daß uns die Zugehörigkeit zur Gattung *Chrysophris* gesichert schien. Ob *O. plebejus* auch zu *Chrysophris* oder zu den Spariden gehört oder zu den Perciden, muß bei den nahen Beziehungen der beiden Familien vorläufig dahingestellt sein.

Länge . . .	3·7—7	*mm*
Breite . . .	2·3—4·3	„
Dicke . . .	0·5—1	„

(die italienischen Exemplare besitzen zum Teil größere Ausmaße).

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Grinzing, Steinabrunn); Miocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (*Cantharus?*) *Tietzei sp. nov.*

(Taf. IV, Fig. 13—18.)

Die Gestalt ist länglich, der Ventralrand sanft gerundet, Hinter- und Oberrand grobgekerbt oder in verschieden tief voneinander getrennte Zacken ausgezogen. Die Innenseite ist etwas gewölbt, der Sulcus deutlich und besteht aus einem kürzeren, schaufelförmigen Ostium und einer breiten, nur wenig am Ende umgebogenen Kauda. Eine Excisura ostii ist meist sehr scharf ausgebildet, Rostrum und Antirostrum spitz. Der unter der Ventrallinie befindliche Teil ist abgeschrägt oder vertieft, die Crista superior scharf.

Die Außenseite ist etwas querkonkav und sowohl von der Excisura ostii als von den tiefen Einschnitten des Dorsal- und Kaudalrandes erstrecken sich mehr oder weniger tiefe Furchen gegen den Mittelpunkt des Otolithen.

Der vielfach gezackte Dorsalrand und die Form der Sulcus acusticus erinnert sehr an die Otolithen des rezenten *Cantharus lineatus*, doch ist bei dieser Form Rostrum sowie Antirostrum gerundet, und ich weiß nicht, ob dies Merkmal nicht etwa von generischer Wichtigkeit ist.

Länge	5·0—6·7	*mm*
Breite	3·0—4·1	„
Dicke	0·7—0·9	„

Vorkommen: Miocän von Vöslau, Gainfahrn.

Otolithus (*Smaris?*) *elegans Proch.*

(Taf. IV, Fig. 36?, 38, 39.)

1893. *O.* (*Spadidarum*) *elegans Proch.* „Seelowitz“, pag. 83, Taf. II, Fig. 10.

Gestalt breit oval, vorn schräg abgeschnitten, hinten gebogen. Dorsal- und Ventralrand gezähnelt, ersterer stärker als letzterer. Rückenseite beinahe flach, nur in der Mitte stärker gewölbt, mit starken Rippen am Dorsal- und Hinterrande und schwachen am Ventralrande verziert. Innenfläche leicht gewölbt. Excisura schmal, tief, jedoch kurz. Sulcus zerfällt in ein breites, kurzes Ostium und in

eine langgestreckte, hinten zugespitzte und sehr schwach gebogene Kauda. Dorsal begrenzt den Sulcus eine niedrige Krista, hinter welcher eine mäßig tiefe Area sich ausbreitet. Ventralfurche deutlich.

Fundort: Vejhonberg nächst Seelowitz, aus der an Fossilien reichen Mergelbank.

Länge	. . .	3·0 *mm*
Breite	. . .	2·5 „
Dicke	. . . .	0·8 „

Aus Vöslau kenne ich mehrere Exemplare, die mit der obigen Beschreibung und der von Prochazka gegebenen Abbildung so völlig übereinstimmen, daß ich sie zu dieser Art stellte. Außer den kleinen Otolithen, die in der Größe den Seelowitzer entsprechen, fand ich im Material des Herrn Dr. Fuchs auch einen größeren (über 4 *mm* langen) Otolithen, der möglicherweise auch hierher gehören könnte und dann einem besonders alten Fische angehört haben muß.

Die Form erinnert auffällig an *Otolithus elegantulus Koken* aus den alttertiären Jackson-Schichten Nordamerikas, den Koken 1888 beschrieb und zu *Pagellus* stellte und in Anklang an den Prochazka den Namen *elegans* gewählt zu haben scheint. Als eine Meerbrasse möchte auch ich diese Art auffassen, doch scheint sie mir der Gattung *Smaris* näher zu stehen als *Pagellus*, da die Otolithen der letzteren Gattung im ganzen langgestreckter sind und ein vorspringenderes kräftigeres Rostrum besitzen [1]). Auch ist der *Sacculus*-Otolith — und um einen solchen handelt es sich ja hier — gerade bei *Pagellus* auffällig groß im Verhältnis zum Fisch, während sowohl *elegans* als auch *elegantulus* relativ kleinere Otolithen (3—3·5 *mm*) besaßen, was gleichfalls für *Smaris* sprechen würde. Wenn ich *Smaris* zu den Spariden stelle, bin ich mir wohl bewußt, daß manche Ichthyologen über diese Gattung anderer Ansicht sind, doch scheint mir die Form der Otolithen viel mehr mit denen der Spariden (zum Beispiel *Pagellus*) übereinzustimmen als mit denen der Perciden oder die Aufstellung einer eigenen Familie zu rechtfertigen.

Auffällig ist es wohl, daß Prochazka in der obenzitierten Arbeit auf pag. 20, 46, 62 (zweimal), 83, 87, 90, Taf. II, in Übersicht und Beschreibung also durchweg *Spadidarum* statt *Sparidarum* schreibt, so daß dies schon nicht mehr als Schreibfehler aufgefaßt werden kann.

Otolithus (Box) insignis Proch.?

(Taf. IV, Fig. 19—22.)

1893. *O. (Serranus) insignis Prochazka.* „Seelowitz", pag. 83, Taf. II, Fig. 9.
1895—1900. *O. (Serranus) insignis Prochazka.* „Ostböhm. Miocän", pag. 81, Fig. 5.

Prochazka hat seinen *O. insignis* zu *Serranus*, also einem Perciden gestellt, die oben abgebildeten Otolithen stimmen jedoch derart mit Otolithen des rezenten *Box boops* überein, daß ich sie zu

[1]) Vgl. Zeitschr. d. deutsch. geol Ges. 1884, Taf. X, Fig. 9 (*Pagellus mormyrus*) und Fig. 10 (*Smaris vulgaris*).

dieser Gattung und damit zu den Spariden einreihte. Doch muß ich gestehen, daß ich lange im unklaren war, ob ich diese Otolithen mit *O. insignis Proch.* identifizieren solle; die beiden von diesem Autor veröffentlichten Abbildungen lassen mich jedoch vermuten, daß der Autor vielleicht selbst nicht ganz ohne Zweifel war, und da mir seine Originalia nicht zugänglich waren, möchte ich mit Vorbehalt einen der häufigsten Otolithen von Vöslau als *insignis* beschreiben.

Die Gestalt ist verlängert elliptisch, doch vorn durch ein vorspringendes Rostrum zugespitzt, hinten schräg abgestutzt; der Dorsalrand ist sehr schwach gekrümmt, kräftig dagegen der Ventralrand. Die Innenseite ist gewölbt, der Sulcus acusticus tief, das Ostium selten mit einer Excisura und bisweilen nur wenig kürzer als die Kauda, die breit und nur wenig am Ende gekrümmt ist. Crista superior, Arealdepression und Ventrallinie sind meist deutlich.

Die Außenseite ist konkav, meist ganz oder fast glatt, nur am Dorsalrande manchmal mit groben Wülsten. Als Größenausmaße führt Prochazka an: 3 *mm* lang, 1·6—2 *mm* breit, 0·5 *mm* dick. Diese Dimensionen stimmen auch für die mittelgroßen Vöslauer Exemplare, deren größere jedoch 5, 3, 0·8 *mm* messen.

Vorkommen: Vöslau, Möllersdorf, Kienberg; nach Prochazka: Seelowitz (Mähren), Abtsdorf (Böhmen).

Otolithus (Sparidarum?) vöslauensis sp. nov.

(Taf. IV, Fig. 34 u. 35.)

Dieser Otolith unterscheidet sich durch den Umriß sowie die Ausbildung leicht von den vorhergehenden, doch bin ich auch hier über die systematische Stellung nicht ganz im klaren. Der Umriß ist fast elliptisch, doch nach vorn zu etwas zugespitzt. Das Ostium ist breit schaufelförmig, die Kauda schmal und deutlich nach abwärts geknickt. Eine Crista superior und Area ist nur im mittleren Teil des Sulcus acusticus deutlich wahrnehmbar.

Die Außenseite ist etwas konkav und schwach radial gekerbt.

Länge	2·4 *mm*
Breite . . .	1·8 „
Dicke	0·5 „

Vorkommen: Vöslau (vereinzelt).

Berycidae.

Otolithus (Hoplostethus) praemediterraneus Schub.

1905. l. c. pag. 628, Taf. XVI, Fig. 39 u. 40.
1906. Bassoli, l. c. pag. 48, Taf. II, Fig. 10.

Vorkommen: Miocän von Mähren (Boratsch); Mio- und Pliocän Italiens (Bassoli).

Otolithus (*Hoplostethus*) *levis Schub.*

1905. *O.* (*Hoplostethus*) *levis Schub.* l. c. pag. 629, Taf. XVI, Fig. 41.
1906. *O.* (*Hoplostethus*) *orbicularis Bass.* l. c. pag. 48, Taf. II, Fig. 13 u. 14.
1906. *O.* (*Hoplostethus*) *perforatus? Bass.* (= *pertugiatus* auf der Tafelerklärung), pag. 49, Taf. II, Fig. 16.

Ich vermag *O. orbicularis Bass.* von meinem *levis* nicht zu unterscheiden und auch Bassoli gibt nur etwas größere Ausmaße (11 *mm* statt 7 *mm*!) und glatte Ränder als Unterschied gegen *praemediterraneus* an. Daß das kleine Loch bei zwei Exemplaren (Taf. II, Fig. 16), auf die Bassoli seinen *perforatus* (*pertugiatus*) gründete, lediglich eine „accidentalità“ sein könnte, hat ja schon Bassoli selbst ausgesprochen. Ich sah diese beiden durchlochten Otolithen in Modena und bin überzeugt, daß sie lediglich durch spätere Einflüsse erfolgten.

Vorkommen: Miocän von Mähren (Boratsch); Italien (Bassoli).

Otolithus (*Berycidarum?*) *major Schub.*

1905. l. c. pag. 637, Taf. XVI, Fig. 42—46.

Über die systematische Stellung dieses Otolithen bin ich im unklaren und lasse ihn nur, weil ich ihn sonst nirgends mit größerer Berechtigung anführen kann, vorläufig bei den Beryciden. Die Ausbildung des Sulcus erinnert einigermaßen an die von *O. saxolensis Bass.*

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf; Pausram (Alttertiär?).

Die übrigen im Vorjahre als Beryciden bezeichneten und beschriebenen kleinen Otolithen: *austriacus*, *Kokeni*, *mediterraneus*, *splendidus*, *pulcher* und *tenuis* vermochte ich seither infolge neuen Vergleichsmaterials endgültig ihre Stellung bei den Scopeliden anzuweisen, *O. fragilis* zu den Sternoptychiden zu stellen.

Sciaenidae (Umberfische).

Otolithus (*Corvina*) *gibberulus Kok.*

1884. Koken. l. c. pag. 554, Taf. XI, Fig. 7.
1901. Schubert, l. c. pag. 305, Taf. X, Fig. 5.
1906. Bassoli, l. c. pag. 47, Taf. II, Fig. 7.

Neue von mir untersuchte rezente Otolithen von *Corvina nigra* lassen vermuten, daß der von Koken 1884, Taf. X, Fig. 3 abgebildete Otolith doch dieser Art angehören, und zwar von einem jugendlichen Exemplar stammen dürfte. Die nahe Verwandtschaft von *O. gibberulus* mit *Corvina nigra* hat bereits Koken betont und ich bin auch davon überzeugt; es dürfte daher auch der l. c. 303 als *O.* (*Corvina*) *sp.* von Kienberg erwähnte und in der Tabelle (pag. 314) als *sp. aff. Corvina nigra* angeführte Otolith auf *O. gibberulus* zu beziehen sein.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich und Mähren; Oberoligocän Deutschlands (Koken); Pliocän von Leobersdorf.

Otolithus (*Umbrina*) *subcirrhosus* Schub.

1901. l. c. pag. 304, Taf. X, Fig. 3.

Vorkommen: Pliocän von Brunn a. Geb.

Otolithus (*Umbrina*) *plenus* Schub.

1901. l. c. pag. 304, Taf. X, Fig. 6.

Vorkommen: Pliocän von Brunn a. Geb.

Otolithus (*Corvina?*) *cirrhosoides* Schub.

1901. l. c. pag. 304, Taf. X, Fig. 4.

Scheint mir eher mit *angulatus* und *irregularis* als mit den beiden Umbrinen verwandt zu sein, doch ist mein fossiles Material bisher zu kärglich.

Vorkommen: Miocän von Neudorf.

Otolithus (*Sciaena*) *compactus* Schub.

1901. l. c. pag. 308, Taf. X, Fig. 11.

Der von mir aus dem Schlier von Ottnang beschriebene Otolith erinnert auffällig an den von Bassoli (l. c. Taf. II, Fig. 8) vom Monte Gibio abgebildeten und als *O.* (*Sciaena*) *speciosus* bezeichneten Otolithen. Exemplare, die ich vom Monte Gibiò mit dem (nicht abgebildeten und nur kurz beschriebenen) Originalexemplar Kokens von *O.* (*Sciaena*) *meridionalis* vergleichen konnte, ergaben zunächst, daß das Original Kokens aus dem Miocän von Asolo stark korrodiert ist und sonst zweifellos mit den Otolithen vom Monte Gibio spezifisch übereinstimmt. Von *O. speciosus Kok.* unterscheidet sich nun *meridionalis Kok.* eigentlich nur durch die verkürzte schiefe Gestalt mit schrägem Vorderrande, denn die scharf nach oben gerichtete Ecke des Vorder- und Dorsalrandes ist lediglich durch Abwitterung deutlicher als bei den Otolithen vom Monte Gibio oder bei *O. compactus* oder *Corii-Pecchiolii*, desgleichen der Umstand, daß der herabgebogene Teil der Kauda unmittelbar am Hinterrande verläuft. Auch dürfte der vorn scharf abgesetzte Höcker der Außenseite bei *compactus-meridionalis* als Unterscheidungsmerkmal noch brauchbar sein, denn Koken sagt von dem Höcker des oberoligocänen *O. speciosus*, er sei „nach keiner Seite hin scharf abgesetzt“.

Ob *O. compactus* mit *meridionalis* identisch ist, kann ich mit Sicherheit bisher noch nicht entscheiden, doch scheint mir der erstere nur gedrungener zu sein; aber selbst dann glaube ich mit Recht meinen Namen beibehalten zu dürfen, denn *O. meridionalis* ist nur auf eine kurze Beschreibung ohne Abbildung gegründet, die Merkmale als wichtig angab, welche lediglich durch den korrodierten Zustand des Otolithen bedingt sind.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich; Pliocän von Ungarn (Lörenthey); Miocän von Italien?

Otolithus (Sciaena) Pecchiolii Lawley.

1876. *O. (Umbrina) Pecchiolii L.* l. c. pag. 78, Fig. 5, 5 *a*, 5 *b*.
1901. *O. (Sciaenidarum) Corii Sch.* l. c. pag. 308, Taf. X, Fig. 20 u. 21.

Bei Aufstellung meines *Otolithus Corii* kannte ich die alte Arbeit von Lawley, in der übrigens dieser einzige Otolith benannt ist, nicht, doch scheint mir der Otolith aus dem italienischen Pliocän derart mit den österreichischen Neogenotolithen übereinzustimmen, daß ich dafür den älteren Namen Lawleys gebrauche.

Dieser Otolith gehört zweifellos einem der vorhergehenden Art nahe verwandten Fische an, unterscheidet sich aber, wie ich glaube, recht gut durch die tuberkulöse Beschaffenheit der nie so stark gewölbten Außenseite.

Größte bisher gemessene Länge 18 *mm* (Koll. Fuchs).

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Vöslau), Mähren (Kienberg), Böhmen (Abtsdorf), Ungarn (Neudorf); Pliocän von Italien (Lawley).

Otolithus (Sciaena?) gracilis Schub.

1901. l. c. pag. 309, Taf. X, Fig. 22.

Auch diese Form gehört in die Verwandtschaft von *O. compactus* und *Pecchiolii*.

Vorkommen: Miocän von Kienberg.

Otolithus (Sciaena) irregularis Kok.

Vgl. 1901, l. c. pag. 306.
?1906. *O. cf. Loczyi.* Lörenthey, l. c. Taf. III, Fig. 23.

Vorkommen: Miocän von Neudorf; Pliocän von Brunn (?), von Ungarn (?); Oberoligocän und Miocän Deutschlands (Koken).

Otolithus (Sciaena) angulatus Schub.

Vgl. 1901, l. c. pag. 306.

Ich habe diesen Otolithen 1901 als Varietät von *irregularis* aufgefaßt, will ihn aber vorläufig selbständig anführen, da ich inzwischen durch einige weitere Exemplare, die ich sah, vermute, daß er vielleicht näher mit *cirrhosoides m.* als mit *irregularis K.* verwandt sein könnte. Denn mit jenem hat er die dorsokaudale Ecke, auch die Skulptur der Außenseite gemein. Doch kann diese Frage erst durch weiteres reiches Material gelöst werden.

Vorkommen: Miocän von Neudorf; Pliocän von Brunn, von Ungarn (Lörenthey).

Otolithus (Sciaena?) Telleri Schub.

1901. *O. (Sciaena?) Telleri Sch.*, pag. 307, Taf. X, Fig. 16.
1901. *O. (Sciaena?) excisus Sch.*, pag. 307, Taf. X, Fig. 17.
1901. *O. (Sciaena?) levis Sch.*, pag. 306, Taf. X, Fig. 9.

Auf die nahe Verwandtschaft dieser drei Otolithenformen habe ich bereits 1901 bei Beschreibung derselben hingewiesen, doch kannte

ich damals nur einen sehr kleinen Teil des rezenten und fossilen Otolithenmaterials, das ich seither kennen lernte, und legte daher manchen Merkmalen, besonders der Außenseite, mehr systematischen Wert bei, als sie es wohl verdienen.

Den oben angeführten drei Otolithen ist der relativ kleine, gestreckte Sulcus acusticus gemeinsam und danach sind sie von *O. irregularis* ohne Schwierigkeit zu unterscheiden.

Vorkommen: Besonders im Pliocän von Brunn; Miocän von Neudorf (1 Ex.).

Otolithus (Sciaena?) Telleri var.

1901. *O. (Sciaena) aff. speciosus Kok.*, pag. 307, Taf. X, Fig. 10.

Daß die Kauda bei dieser Form länger sei als bei *O. speciosus*, habe ich bereits früher hervorgehoben; ich glaube nun, daß sich dieser Otolith hierdurch enger an *Telleri* als an *speciosus* anschließt, zumal ich *O. Pecchiolii, compactus* und *meridionalis* als nahe Verwandte dieser Form kennen lernte, deren Kauda stets gedrungener ist.

Von *O. Telleri* unterscheidet sich dieser Otolith einigermaßen durch seine stärker, doch für *speciosus* zu gleichmäßig gewölbte Außenseite.

Vorkommen: Miocän von Neudorf; Pliocän von Leobersdorf.

Otolithus (Sciaena?) Kokeni Sch.

1901. l. c. pag. 305, Taf. X, Fig. 18.

Nach der Form des Sulcus acusticus anscheinend ein besonders großes Exemplar des *Telleri*-Formenkreises.

Otolithus (Sciaenidarum) subsimilis Sch.

1901. *O. (Sciaenidarum) subsimilis Sch.*, pag. 309, Taf. X, Fig. 12.
1901. *O. (Sciaenidarum) aff. claybornensis K.*, pag. 310, Taf. X, Fig. 13.
1891. Otolith von Sibinj. Gorjanović-Kramb. l. c. Taf. III, Fig. 6.
? 1906. *O. (Sciaenidarum) cf. subsimilis.* Lörenthey, l. c. pag. 186, Taf. III, Fig. 25.
1906. *O. (Sciaenidarum) cf. Loczyi.* Lörenthey, l. c. pag. 186, Taf. III, Fig. 24.

Die von mir früher als *subsimilis* und *aff. claybornensis* bezeichneten Otolithen stehen einander so nahe, daß es wohl zweckmäßiger sein dürfte, sie zu vereinen. Denn sie unterscheiden sich eigentlich nur durch kleine Verschiedenheiten im Umriß und in der Gestalt des Sulcus, während bei beiden die Kauda länger gestreckt ist als bei *O. gibberulus*, an den beide durch die Skulptur der Außenseite erinnern. In bezug auf die Ausbildung der Kauda nähern sie sich dem *O. Telleri*.

Daß ich diese Otolithen ursprünglich als dem *O. similis Kok.* und *claybornensis Kok.* verwandt beschrieb und sie nun vereine, wird vielleicht befremdlich scheinen, ist aber leicht erklärlich, wenn man bedenkt, daß eben diese beiden Arten einander sehr nahe stehen; so sagt Koken von seinem *O. similis*, er sei „sehr ähnlich dem *O. claybornensis*, aber durchschnittlich kleiner, gleichmäßiger gerundet und besonders auch durch die reichliche, abweichende Skulptur der Außenseite verschieden“ (1888, l. c. pag. 284). Ja diese Ähnlichkeit geht so

weit, daß **Koken** bei manchen Exemplaren im unklaren war, ob nicht manche von ihm als *claybornensis* aufgefaßte Otolithen nur alte Exemplare von *similis* seien.

Nun stehen die österreichischen Otolithen eigentlich dem *claybornensis* insofern näher, als die bei *O. similis* zumeist vorhandene Aufwölbung der Außenseite durchweg fehlt, so daß sie eigentlich zweckmäßiger als *subclaybornensis* zu bezeichnen wären.

Der oben zitierte Otolith, den Gorjanović-Kramberger aus den slawonischen Paludinenschichten abbildete und als von einem Hecht oder Cypriniden stammend deutete, gehört sicher zu den Sciaeniden und, soviel man ersehen kann, auch zu dieser Art.

Vorkommen: Miocän von Mähren und Ungarn; Pliocän von Niederösterreich, Slawonien und Ungarn (?) (Lörenthey).

Otolithus (Pogonias?) gemmoides Schub.

1901. *O. (Sciaenidarum) gemmoides Sch.*, pag. 311, Taf. X, Fig. 14.
1901. *O. (Sciaenidarum) subgemma Sch.*, pag. 311, Taf. X, Fig. 15.

Ich habe diese beiden durch je ein Exemplar vertretenen Otolithen für spezifisch verschieden gehalten, glaube aber jetzt, daß die Verschiedenheiten richtiger auf Altersunterschiede zurückzuführen seien.

In bezug auf ihre systematische Stellung bin ich noch nicht ganz im klaren, vermute aber, daß sie gleich Kokens *O. gemma* und *intermedius* zu *Pogonias* gehören könnten, da sie sehr an Otolithen von dem *Pogonias* sehr nahe verwandten *Haplodinotus grunisus* erinnern. (*Pogonias* = marin, *Haplodinotus* = Süßwasserform.) *Pogonias* selbst konnte ich bisher noch nicht untersuchen.

Vorkommen: Miocän von Kienberg.

Otolithus (Pogonias?) depressus Schub.

1901. l. c. pag. 311, Taf. X, Fig. 19.

Ein Fragment, das, soweit der Erhaltungszustand schließen läßt, in die Verwandtschaft von *O. gemmoides* gehören könnte.

Vorkommen: Kienberg.

Otolithus (Pogonias?) Kittli Schub.

1901. l. c. pag. 212, Textfig. 4.

Nach Umriß und Sulcusausbildung scheint dieser Otolith wohl mit der *gemma-intermedius*-Gruppe verwandt, jedoch durch die dünne Kauda und das große Ostium auffällig von den übrigen Formen getrennt.

Vorkommen: Kienberg.

Otolithus (Sciaenidarum) Fuchsi Schub.

1901. l. c. pag. 312, Textfig. 3.

Die von den Mittelmeertypen aberranteste Form dieser Familie.

Vorkommen: Kienberg.



Otolithus (Sciaenidarum?) dubius Sch.

1901. l. c. pag. 313, Textfig. 5.

Vorkommen: Miocän von Grinzing.

Otolithus (Sciaenidarum) Schuberti Lör.

1906. Lörenthey, l. c. pag. 184, Taf. II, Fig. 6.

Vorkommen: Pliocän von Ungarn.

Otolithus (Sciaenidarum) Lóczyi Lör.

1906. *O. (Sciaenidarum) pannonicus Lör.*, pag. 184, Taf. II, Fig. 7.
1906. *O. (Sciaenidarum) Lóczyi Lör.*, pag. 185, Taf. II, Fig. 8.

O. pannonicus scheint doch wohl nur eine Jugendform von *O. Lóczyi* zu sein, so daß ich als Name für diesen Otolithentypus *O. Lóczyi* wählte.

Vorkommen: Pliocän von Ungarn.

Trachinidae (Queisen).

Otolithus (Trachinus) mutabilis Koken.

(Taf. VI, Fig. 1 u. 2.)

1884. Koken, l. c. (*O. biscissus*), pag. 553, Taf. XI, Fig. 9.
1891. Koken, l. c. (*O. mutabilis n. m.*), pag. 112.

Der Umriß ist verlängert elliptisch, doch vorn zugespitzt, hinten mehr oder weniger schräg abgestutzt. Die gewölbte Innenseite trägt den für *Trachinus* charakteristischen deutlichen, doch infolge kollikularer Bildungen seichten Sulcus. Das Ostium ist länger als die Kauda und die Grenze durch eine Ausbiegung des Ventralrandes, zuweilen auch des Dorsalrandes und eine Trennung der Kollikula erkennbar. Der Ventralrand des Ostiums ist vorn etwas nach aufwärts gebogen. Eine Crista superior und darüber eine Area ist zumeist recht deutlich.

Die Außenseite ist meist glatt, bei einem jüngeren Exemplar jedoch flach radial gewulstet.

Ich habe diesen Otolithen mit *Trachinus mutabilis Kok.* 1891 (= *biscissus* 1884) aus dem deutschen Mittel- und Oberoligocän identifiziert, obgleich er sich namentlich von dem anfangs (1884) beschriebenen Typus einigermaßen unterscheidet. Da jedoch Koken selbst später auf Grund reichlicherer Materials die große Variabilität bezüglich der Skulptur hervorhebt, halte ich es für unzweckmäßig, die miocäne Form abzugrenzen, wenngleich unter diesem Namen die Otolithen zweier, vielleicht sogar mehrerer nahestehender Arten zusammengefaßt sein dürften.

Herr Bassoli hat vor kurzem aus dem Miocän vom Monte Gibio einen *Trachinus miocenicus Bass. et Schub.* beschrieben (l. c. pag. 48, Taf. II, Fig. 2), da ich anfangs meinte, meine Vöslauer Otolithen seien mit den modenesischen spezifisch gleich. Doch glaube ich nach Erhalt einiger weiterer Otolithen, daß die Vöslauer Form doch zweckmäßiger

an *Trachinus mutabilis Kok.* anzuschließen und der Name *T. miocenicus* auf die vom Monte Gibio zu beschränken sei.

Länge . . .	2·9—3·4 *mm*	(3·5 *mm* Kok.)
Breite . . .	1·4—1·6 „	(1·8 „ Kok.)
Dicke . . .	0·7 *mm*	(fast 1 *mm* Kok.)

Vorkommen: Miocän von Vöslau; Mittel- und Oberoligocän Deutschlands.

Cataphracti (Panzerwangen).

Otolithus (Trigla) asperoides sp. nov.

(Taf. VI, Fig. 3—5.)

Umriß dreiseitig mit gerundeten Seiten und Ecken, Außenseite konkav, Innenseite gewölbt. Der Sulcus ist deutlich in Ostium und Kauda differenziert, beide verbreitert, beziehungsweise der Sulcus in der Mitte eingeschnürt. Eine Excisura ostii ist mehr oder minder ausgeprägt. Crista superior scharf, darüber eine deutliche Area. Vom Rostrum zieht sich gegen das Unterende der Kauda eine deutliche Ventrallinie. Ein Otolith (Fig. 4), der sonst gut übereinstimmt, zeigt trotz guten Erhaltungszustandes die Innenseite zwischen Ventrallinie und Ventralrand des Sulcus vertieft, auch die Kauda wenig verbreitert. Ich habe bisher diesbezüglich zu wenig Beobachtungsmaterial, um zu unterscheiden, ob und inwieweit dies von Bedeutung ist. Der Dorsal-, auch Hinterrand ist etwas gekerbt.

Die Außenseite erscheint ausgehöhlt und glatt bis auf Fältelungen am Rande.

Der ganzen Gestalt und Ausbildung des Sulcus acusticus nach ähneln diese Otolithen sehr denen der rezenten *Trigla aspera*, der kleinsten (10—15 *cm*) betragenden Adriaart, mit denen sie auch in bezug auf die Größe übereinstimmen.

Länge	2·6—2·9 *mm*
Breite	2·1—2·2 „
Dicke	0·4—0·6 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Otolithus (Trigla) rhombicus sp. nov.

(Taf. VI, Fig. 6 u. 7.)

Dieser Otolith unterscheidet sich von dem vorhergehenden und den übrigen bekannten durch den fast rhombischen Umriß. Der Sulcus entspricht jedoch sehr gut dem von *Trigla*, ist in der Mitte eingeschnürt und dadurch in ein nach vorn verbreitertes Ostium und eine etwas gekrümmte Kauda getrennt. Crista superior, Area und Ventrallinie ist deutlich. Der unterhalb der Ventrallinie befindliche Teil des Otolithen ist auch hier etwas vertieft.

Die Außenseite ist konkav und mit im Zentrum zusammenstoßenden radiären Wülsten geziert.

Länge: etwa 2 *mm*.
Breite: ungefähr ebenso.
Dicke: 0·4—0·5 *mm*.

Vorkommen: Miocän von Vöslau und Steinabrunn.

Otolithus (*Cottidarum*) *sulcatoides sp. nov.*

(Taf. IV, Fig. 37.)

Dem Sulcus acusticus nach möchte ich diese in einem einzigen und dazu noch fragmentarischen Exemplar vorliegende Form in die Verwandtschaft von *Trigla* stellen. Denn er ist eingeschnürt und läßt ein größeres mit Excisur versehenes Ostium und eine vertiefte Kauda erkennen. Das Rostrum ist zwar abgebrochen, war aber offenbar weit vorspringend und spitz. Diese Eigentümlichkeit scheint mir hinwiederum auf die Scombriden hinzudeuten, doch kenne ich zurzeit keine Form, die eine größere Ähnlichkeit aufweist, so daß dieser Otolith vorläufig hierhergestellt sein mag. Über dem Sulcus folgt eine scharf ausgeprägte Crista superior, sodann eine nur mäßige Area.

Die Außenseite läßt als Fortsatz der Excisura ostii eine etwa bis zur Otolithenmitte reichende tiefe Furche erkennen, der dorsale Rand ist grob gekerbt, der ventrale fast glatt.

Länge des Fragments 3·7 *mm*
Breite . . . . . 2·5 „
Dicke . . . . . 0·7 „

Vorkommen: Vöslau.

Aus den alttertiären Jackson-Schichten beschrieb Koken 1888, l. c. pag. 287, Taf. XVIII, Fig. 12, als *Otolithus* (*Cottidarum*) *sulcatus* eine Form, die der Vöslauer sehr nahe zu stehen scheint, sich aber durch ventrale Fältelung, verlängerte Gestalt, auch kleine Verschiedenheiten im Umriß unterscheiden läßt.

Cepolidae (Bandfische).

Otolithus (*Cepola*) *praerubescens Bass. et Schub. sp. nov.*

(Taf. V, Fig. 1—5.)

O. (*Cepola*) *prerubescens Bass. et Schub.* Bassoli, l. c. pag. 54, Taf. II, Fig. 43.

Gestalt im ganzen elliptisch, doch nach vorn zugespitzt, nach rückwärts meist breiter. Der Übergang vom Rücken- zum Hinterrand ist meist wenig, bisweilen jedoch deutlich abgesetzt. Der Sulcus acusticus ist vertieft, von leistenförmigen Rändern umgeben. Die Kauda ist kleiner als das Ostium, von diesem durch eine schräge Leiste getrennt und zumeist etwas dorsalwärts gerückt. Im Ostium lagert bisweilen ein Kollikulum, auch führt manchmal eine Furche

gegen den Vorderrand. Die Area ist deutlich, der Ventralteil unterhalb der Ventrallinie vertieft.

Die Außenseite ist gleichmäßig gewölbt oder in der ventralen Partie etwas verdickt, glatt oder mit flachen Tuberkeln versehen. Bei manchen Otolithen sieht man eine von der Mitte gegen den Hinterrand verlaufende seichte Furche.

Länge . . .	3·0—4·4 *mm*	(bei Jugendexempl. 1·2 *mm*)
Breite . . .	1·8—2·6 „	(„ „ 0·7 „)
Dicke . . .	0·5—0·8 „	(„ „ 0·3 „)

Vorkommen: Miocän von Perchtoldsdorf, Möllersdorf und Vöslau (nicht selten), Kienberg; im italienischen Mio- und Pliocän (vereinzelt).

Dieser Otolith ähnelt sehr dem der rezenten Adriaform *Cepola rubescens* (vgl. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1888, Taf. XVII, Fig. 4), so daß dieser miocäne Bandfisch zweifellos als Vorläufer des rezenten „pesce spada" aufgefaßt werden kann. Zwar zeigen die meisten eine ähnliche Dorsalkrümmung der Kauda, wie dies an dem alttertiären *O.* (*Cepolae*) *comes Koken* (aus den Jackson-Schichten) ersichtlich ist, doch dürfte diesem Merkmal, wie die diesbezügliche Variabilität der miocänen Exemplare beweist und ich auch an rezenten Otolithen wahrnehmen konnte, keine allzu große Bedeutung zukommen.

Otolithus (*Cepola*) *vöslauensis sp. nov.*

(Taf. V, Fig. 6 und 7.)

So veränderlich die im vorstehenden beschriebenen Otolithen sind, glaube ich doch, daß drei aus Vöslau mir vorliegende Otolithen einer anderen Art angehören.

Der Sulcus acusticus stimmt im wesentlichen mit *O. praerubescens* überein, doch mündet das Ostium breiter am Vorderrande aus, von dem ein scharfes Rostrum vorspringt; auch ist eine deutliche Excisur vorhanden. Der Hinterrand ist nicht einfach schräg abgestutzt, sondern zugespitzt und gelappt.

Die Außenseite ist nicht gewölbt, sondern ausgehöhlt und an den Rändern stellenweise gefältelt. Auch ist die ganze Gestalt gestreckter als die der vorigen Art.

Länge	4·0—5·0 *mm*
Breite	2·2—3·0 „
Dicke	0·4—0·7 „

Vorkommen: Vöslau (seltener als die vorige Art).

Fossil war diese Familie aus Österreich-Ungarn bisher nicht bekannt, der sichere Nachweis auf Grund der Otolithen füllt daher eine Lücke aus und läßt erkennen, daß diese Familie im Miocän etwas formenreicher als im gegenwärtigen Mittelmeer war.



Gobiidae (Meergrundeln).

Otolithus (Gobius) vicinalis Koken.

(Taf. VI, Fig. 32—34.)

1891. *O. (Gobius) vicinalis Koken*, pag. 133, Fig. 21.
1893. *O. (Gobius) lepidus Prochazka.* „Kralitz", pag. 69, Taf. XI, Fig. 1.
1893. *O. (Gobius) praeclarus Prochazka.* „Seelowitz", pag. 84, Taf. III, Fig. 4.
1900. *O. (Gobius) praeclarus.* „Ostböhm. Miocän", pag. 79.
1906. *O. (Gobius) aff. vicinalis Kok.* Bassoli, l. c. pag. 54, Taf. II, Fig. 39.

Die Beschreibung, die Koken von *G. vicinalis* gab, ist sehr kurz: er sei dem *G. francofurtanus* im allgemeinen ähnlich, unterscheide sich jedoch durch die gleichmäßigere Rundung, stärker vertiefte Area, scharf ausgeprägte Ventralfurche und geringe Skulptur der glatten Oberfläche. Solche Otolithen, wie sie Koken aus dem Miocän Deutschlands beschrieb, gehören, wenngleich mit einer ziemlichen Variabilität, zu den häufigsten Otolithen des österreichisch-ungarischen Miocäns.

Der Umriß ist im wesentlichen rhombisch, doch ist der Vorder- sowie Hinterrand etwas ausgehöhlt, der Ventralrand fast geradlinig, der Dorsalrand mehr oder minder stark gekrümmt, und hierdurch scheinen sich die österreichischen Otolithen einigermaßen von dem Typus des *O. vicinalis* zu unterscheiden [1]).

Der Sulcus ist geschlossen und sehr tief, entspricht völlig dem von *O. (Gobius) vicinalis* und besteht aus einem gerundeten kleineren kaudalen und verbreiterten, am Ende zugespitzten ostialen Teile. Die Area ist durchweg sehr vertieft, die Ventrallinie sehr deutlich.

Die Außenseite ist zum Teil glatt, bisweilen jedoch in der dorsalen Hälfte gekerbt; sie entspricht derjenigen von *G. francofurtanus*, ist jedoch gleichmäßiger gerundet.

O. (Gobius) praeclarus Proch. ist meines Erachtens nichts als ein Jugendstadium von *O. vicinalis*; allerdings ist der dorsale, über dem Sulcus gelegene Teil des Otolithen etwas breiter als beim typischen (von Koken abgebildeten) *vicinalis*, doch glaube ich nach meinen Erfahrungen in betreff der Veränderung der *Gobius*-Otolithen in verschiedenen Altersstadien und besonders auch der Kokenschen Originalexemplare von *vicinalis* dies nur als unwesentlichen Unterschied auffassen zu sollen. Daß übrigens auch Prochazka später seinen ursprünglich enggefaßten *O. praeclarus* für variabler ansah, darauf scheint mir seine Bemerkung (1900, pag. 79) hinzudeuten, daß die zwei von ihm in Rudelsdorf gefundenen Exemplare von *G. praeclarus* durch die Form des Ventral(soll wohl heißen Dorsal)randes und die Größe der Sagitta abweichen.

Mit *O. praeclarus Pr.*, also mit dem Jugendstadium von *O. vicinalis*, vereinte ich *O. (Gobius) lepidus* desselben Autors; denn Prochazka

[1]) Doch besitzt nur das bei Koken abgebildete größte Exemplar eine schwach entwickelte Dorsalpartie, die kleineren hierhergehörigen Otolithen von Unter- und Oberfeld stimmen auch in dieser Beziehung ganz mit den österreichischen Exemplaren, wie ich mich durch Vergleich der im Museum der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft befindlichen Originalia infolge der Liebenswürdigkeit der Herren Professoren Boettger und Kinkelin in Frankfurt überzeugen konnte.

gab als wesentliches Merkmal an, der Sulcus acusticus habe die Gestalt eines Polygons, sei vorn breiter als hinten und in der Mitte konkav. Dieser sonderbare große „Sulcus“, den er abbildete, ist zweifellos durch Verwitterung entstanden, denn der zwischen Area und der Ventrallinie befindliche Teil ist erhaben und tritt namentlich an verwitterten Exemplaren scharf hervor, verschwindet dann im Laufe der Verwitterung bisweilen ganz und gibt so Anlaß zur Entstehung einer mehr oder minder scharf umgrenzten vertieften Fläche auf der Innenseite des Otolithen, die von Prochazka fälschlich als Sulcus acusticus gedeutet wurde.

Länge	0·8—2·6 *mm*
Breite	1·0—2·9 „
Dicke	0·4—0·9 „

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Steinabrunn, Vöslau, Gainfahrn, Enzesfeld, Brunn am Geb., Perchtoldsdorf, Grinzing, Nußdorf); Mähren (Kienberg, Seelowitz, Drnowitz, Knihnitz-Suditz, Wolfsdorf); Krain (St. Barthelmä); Ungarn (Neudorf, Walbersdorf); Siebenbürgen (Lapugy); im Hernalser Tegel?; Miocän des Mainzer Beckens (Koken); Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli); Pliocän von Leobersdorf?

Im Naturhistorischen Hofmuseum befindet sich ein *Gobius* aus Hernals, den Steindachner auf einem beiliegenden Vermerk als *G. elongatus* bezeichnete. Bei diesem sind die Otolithen (sowohl *Sagitta* als *Lapillus*) in situ erhalten und lassen die Zugehörigkeit zu *Gobius* zweifellos erkennen. A. S. Woodward hat 1901 (IV. Bd., pag. 584) die generische Bezeichnung der 1861 (40. Bd. der Sitzungsber. der Akad. der Wiss., pag. 561—565, Taf. I, Fig. 2—4, Taf. II, Fig. 1) von Steindachner aus dem Hernalser Tegel beschriebenen *Gobius viennensis*, *oblongus* und *elatus* angezweifelt und dieselben als *Lepidocottus* bezeichnet. Auf Grund der *Gobius*-Otolithen (auch ein anderer Fischrest ließ einen solchen erkennen) in Hernals dürfte wohl Steindachners Bezeichnung der drei Fische als *Gobius* richtig erwiesen sein.

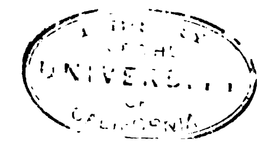
Soweit sich ohne völliges Herauspräparieren der Otolithenkonturen ersehen läßt, stehen die Otolithen von *Gobius* „*elongatus*“ dem *Otolithus vicinalis Koken* sehr nahe. Sollte sich die Identität nachweisen lassen, müßte der erwähnte Fisch *Gobius vicinalis Kok.* genannt werden.

Otolithus (*Gobius*) *pretiosus Proch.*

(Taf. VI, Fig. 29—31.)

1893 *O.* (*Gobius*) *praetiosus Prochazka.* „Seelowitz“, pag. 85, Taf. III, Fig. 2.
?1900. *O.* (*Gobius*) *bohemicus Prochazka.* „Ostböhm. Miocän“, pag. 78, Fig. 2.
1900. *O.* (*Gobius*) *Frići Prochazka.* „Ostböhm. Miocän“, pag. 77, Fig. 1.

Der Umriß dieses Otolithen ist zumeist rhomboidisch, doch etwas ausgehöhltem Vorder- und Hinter- und gewölbtem Ober- und Unterrand und bisweilen recht vorgezogenen kranioventralen und kaudodorsalen Ecken, stets deutlich länger als breit. Der Sulcus ähnelt dem der vorstehenden Art, läßt jedoch manchmal bereits eine Ver-





breiterung, beziehungsweise dorsale Ausbiegung des ostialen zugespitzten Teiles erkennen, die bei *Otolithus (Gobius) Telleri m.* stets vorhanden ist. Eine Area ist mehr oder minder deutlich vorhanden.

Die Außenseite ist mäßig gewölbt, glatt oder im dorsalen Teile leicht gekerbt.

Ich habe Prochazkas *G. bohemicus*, wenn auch mit Vorbehalt, mit *pretiosus* vereint, da ich keine durchgreifenden Unterschiede finden konnte. Was den *bohemicus* betrifft, so sagt zwar Prochazka in seiner schwulstigen Beschreibung nichts über den Umriß, sondern erwähnt nur in einer Vergleichung mit *G. Friči*, *bohemicus* sei „vierseitig“, *Friči* „länglich“; nach der Zeichnung sollte man auf einen rhombischen Umriß schließen, doch steht dem die Angabe in der deutschen wie der tschechischen (1895 erschienenen) Arbeit gegenüber: 3 *mm* lang, 1·5 *mm* breit. Denn daraus läßt sich nur auf einen entschieden verlängerten Umriß schließen. Daß den ziffermäßigen Angaben nicht etwa nur Schreib- oder Druckfehler zugrunde liegen, scheint mir auch aus der Bemerkung von Prochazka hervorzugehen, der ausgesprochen verlängerte *O. bohemicus* erinnere an jugendliche Stadien von *O. Friči* (9 *mm* lang, 5 *mm* breit), er habe ihn auch längere Zeit dafür gehalten.

Wenn ich noch betreffs des *O. bohemicus* einige Zweifel habe, ob er nicht etwa gar in den Formenkreis des *vicinalis* gehört, so scheint mir *O. Friči* nichts als einen besonders alten Otolithen von *pretiosus* darzustellen. Prochazka gibt zwar (l. c. pag. 78) zu, daß *O. Friči* am nächsten dem „*O. pretiosus*“ steht, trotzdem falle es nicht schwer, sich zu überzeugen, daß „gewichtige Merkmale“ beide Arten trennen. Die Gestalten der in bezug auf die Größenausmaße verschiedenen Sagitten weichen voneinander ab und auch der Sulcus sei abweichend geformt. Die beiden ersten Unterschiede (Gestalt und Größe) sind durch Altersunterschiede leicht erklärt und die Unterschiede betreffs des Sulcus acusticus scheinen mir lediglich in der Wahl der zu seiner Beschreibung verwendeten Worte zu bestehen.

Nach der schief verlängerten Gestalt und den ausgezogenen Ecken dürften diese Otolithen einer dem rezenten *Gobius paganellus* nahestehenden *Gobius*-Art angehört haben.

Länge . . .	1·5—3·0 *mm*	(*Friči* 9 *mm*)
Breite . . .	1·0—2·0 „	(„ 5 „)
Dicke . . .	etwa $^1/_2$ „	

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Steinabrunn, Vöslau, Brunn a. Geb., Enzesfeld, Perchtoldsdorf, Nußdorf?, Grinzing); Mähren (Seelowitz, Kienberg); Ostböhmen? (Triebitz, Rudelsdorf, Absdorf); Ungarn (Theben-Neudorf); Miocän Deutschlands?, Pliocän von Leobersdorf.

Die im Leithakalkmergel von Portsteich vorkommenden und von Koken als *Gobius francofurtanus* bezeichneten Otolithen weichen von den Frankfurter Otolithen, dem typischen *G. francofurtanus*, durch ihre verlängerte Gestalt einigermaßen ab und erinnern dadurch zugleich sehr an *G. pretiosus*.

Auch an einigen Exemplaren von *Gobius pullus Kramb.* von Dolje (sarmatisch) beobachtete ich in Agram Otolithen in situ, die zum Teil durch ihren verlängerten Umriß an *Otolithus pretiosus* erinnerten. Andere als *G. pullus* bezeichnete Fische besaßen jedoch Otolithen, die mehr *O. vicinalis* ähnelten, so daß ohne genaue Revision der Bestimmungen sowie sorgfältige Reinigung und Vergleichung der betreffenden Otolithen die Beziehungen zwischen diesen sarmatischen und mediterranen Grundeln nicht mit Sicherheit klarzustellen sind. Sicher scheint mir jedoch, daß auch „*Gobius pullus*" kein *Lepidocottus* ist, wie A. Smith Woodward 1901, pag. 584 anzunehmen geneigt ist, sondern ein *Gobius.*

Otolithus (Gobius) intimus Pr.

(Taf. VI, Fig. 35—37.)

1893. *O. (Gobius) intimus Prochazka.* „Seelowitz", pag. 84, Taf. III, Fig. 6*a* u. *b*.
?1900. *O. (Gobius) Rudolticensis Prochazka.* „Ostböhm. Miocän", pag. 79, Fig. 3.

Die Beschreibung, die Prochazka von dieser Art gab, könnte einigen Zweifel übrig lassen, welche Form damit gemeint sei, doch glaube ich vornehmlich auf Grund der Abbildungen die Taf. VI, Fig. 35—37 von mir abgebildete Form mit diesem Namen bezeichnen zu sollen.

Prochazka nennt die „Gestalt rhomboidisch, vorn und hinten mäßig ausgeschnitten", meint aber offenbar rektangulär, wie die Figur erkennen läßt; doch sind auch Dorsal- sowie Ventralrand ausgeschnitten oder unregelmäßig ausgezogen, ja bisweilen ist der rechteckige Umriß gar nicht mehr wahrzunehmen. Manche Exemplare erinnern sehr an *vicinalis* und doch glaube ich, daß diese als *O. intimus* bezeichneten und durch den vertieften Sulcus, die meist starke Area und die stark gekrümmte glatte Außenseite charakterisierten Otolithen einer selbstständigen Art angehörten. Vom Sulcus sagt Prochazka, das Ostium sei breiter als die Kauda, ersteres zugespitzt; doch zeigen die nach den übrigen Merkmalen hierhergestellten Otolithen auch diesbezüglich einige Variabilität, häufig ist auch der Sulcus durch Korrosion stark erweitert und unscharf. Die Ventrallinie ist sehr deutlich und der zwischen ihr und der Area gelegene Teil der Innenseite erhaben; dies meint Prochazka offenbar, wenn er sagt, die Ventralhälfte der mäßig erhabenen Innenseite trete stärker vor als die dorsale und sei umsäumt von einer breiten, deutlichen Ventralfurche.

Länge des erwachsenen Exemplars .	1·6—1·9 *mm*
Breite	1·5—1·7 „
Dicke	0·7—0·8 „

Vorkommen: Mähren (Seelowitz); Niederösterreich (Perchtoldsdorf, Steinabrunn, Vöslau); Böhmen? (Rudelsdorf); Ungarn (Neudorf); durchweg seltener als die übrigen Arten.

Ich habe, wenn auch mit einem Fragezeichen, zu dieser Art *Gobius Rudolticensis* gezogen, da mir dessen Unterschiede doch zu gering zu sein scheinen. Nach der Beschreibung stellt der Sulcus „eine verhältnismäßig breite Rinne vor, die schwach gebogen, genug tief ist

und keine Spur von einer Teilung in Ostium und Kauda bemerken läßt“, doch ist nach der Abbildung eine Einschnürung des Sulcus acusticus und damit die wesentliche Gleichheit des Sulcus von *G. intimus* und *rudolticensis* nicht zu verkennen. Die angegebenen Größenausmaße 1, 1, 0·4 *mm* lassen auf ein Jugendstadium, des wie es scheint, einzigen Otolithen schließen. Es ist ja schließlich möglich, daß der als *Gobius rudolticensis* bezeichnete Otolith einer anderen, nur nahe mit *intimus* verwandten Art angehörte, doch scheint es mir bei der bekannten Variabilität der Gobiiden bisher ohne weitere Funde nicht zweckmäßig, solche minutiöse Unterschiede zur Artentrennung zu verwenden.

Otolithus (*Gobius*) *Telleri* *n. sp.*

(Taf. VI, Fig. 27 u. 28.)

Die Otolithen dieser Art unterscheiden sich von den bisher besprochenen durch ihren fast rektangulären Umriß und die Form des Sulcus. Der Umriß ist zwar verlängert, doch nicht schief wie bei *pretiosus*. Vorder- und Hinterrand, besonders der letztere ist meist etwas ausgehöhlt, der Oberrand gebogen, der Ventralrand gerade. Auffällig der Sulcus, dessen Dorsalrand im vorderen (ostialen) Teile einen scharfen nach aufwärts springenden Winkel bildet, wie dies auch ähnlich bei den rezenten Otolithen von *Gobius minutus-quadrimaculatus* wahrnehmbar ist, denen unsere Art auch nach den sonstigen Merkmalen des Otolithen zu urteilen, nahe gestanden sein mag. Die Area und die Ventrallinie ist mäßig scharf ausgebildet.

Die Außenseite ist flach gewölbt und in der dorsalen Hälfte radial gekerbt.

Länge	. . .	1·8—3·0 *mm*
Breite	. . .	1·4—2·3 „
Dicke	. . .	0·5—0·6 „

Vorkommen: im marinen Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Steinabrunn, Enzesfeld, Perchtoldsdorf, Nußdorf); Mähren (Kienberg, Boratsch); Ungarn (Theben-Neudorf); ich fand diese Otolithen auch im Pliocän von Sassuolo (Italien).

Otolithus (*Gobius*) *elegans* *Proch.*

(Textfigur 1 *a* u. *b*.)

1895—1900. *O.* (*Gobius*) *elegans Prochazka*. „Ostböhm. Miocän“, pag. 80, Fig. 4.

Ich kenne diesen anscheinend gut charakterisierten Otolithen nicht und begnüge mich daher, die Beschreibung und Abbildung des Autors wiederzugeben.

„Er ist von einem vierseitigen Umriß, die Ecken sind abgestumpft. Den Vorder- und Hinterrand hat er sehr schwach ausgeschnitten, und zwar den letzteren stärker als den vorderen. Diese Ausschnitte vertiefen sich am oberen Ende mehr als am entgegengesetzten unteren. Der Hinterrand ist am Ventralende — dort, wo er mit dem Ventralrande zusammenläuft — schief zugeschnitten. Der Ventralrand

zieht sich fast geradlinig hin und ist in der Mitte schwach bogenförmig. Dagegen ist der Dorsalrand in einem sehr starken und regelmäßigen Bogen gewölbt. Gegen diese geraden, jedoch stumpfen, zierlosen Ränder neigt sich gleichmäßig die Außenseite der Sagitta, welche glatt und ohne jedwede Skulptur ist. Die Innenseite der Sagitta ist flach, durch den Sulcus acusticus ungleichmäßig geteilt. Dieser stellt eine gebrochene, aus zwei in einem stumpfen Winkel zusammenlaufenden Teilen bestehende, verhältnismäßig lange, breite und tiefe Rinne vor. Sein Vorderteil — Ostium — verläuft schief gegen unten und ist breiter als der Kaudateil; das Ostium ist von zwar schwach, aber doch genug merkbar bogenförmigen Seiten begrenzt. Der kaudale Teil des Sulcus breitet sich im Zentrum der hinteren Hälfte der Sagitta aus, liegt in der horizontalen medianen Linie dieser letzteren, von geraden, hinten unter einem stumpfen Winkel zusammenlaufenden Rändern umgeben. Dort, wo der übrige Teil mit dem kaudalen zusammenhängt, schießt ein winziger Ausschnitt gegen den Dorsalrand ab, ohne größere Dimensionen zu erreichen. Entlang des Dorsalrandes des Sulcus verläuft die Kante Crista superior, dadurch ausgezeichnet, daß sie rückwärts, inwieweit sie die Kauda begrenzt, ziemlich merklich, dagegen im

Fig. 1.

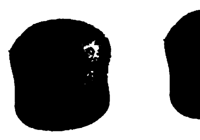


Fig. 1 *a*. Fig. 1 *b*.

hinteren, karinalen (soll wohl heißen vorderen kranialen) Teile sehr schwach, kaum bemerkbar ist. Area ist seicht, in der Nähe der Crista superior erreicht sie die maximale Tiefe, gegen den Dorsalrand zu wird sie rapid seichter. Parallel dem Ventralrande verläuft eine sehr schmale Furche, welche die schwach gewölbte Ventralfläche begrenzt. Die Art *O. elegans* ist nach der Form der Sagitta von der Art *O. praeclarus* nicht zu unterscheiden, so ähnlich sind sie einander. Man wird sie aber gleich unterscheiden, sobald man ihre Sulci bemerkt. Die Unterschiede sind ja auffallend und wahrhaft gewichtig. Das Hauptgewicht ruht auf der Form des Sulcus, erst in zweiter Reihe auf dem Verhältnisse des kaudalen Teiles zu dem ostialen."

Länge	. . . . .	1·3 *mm*
Breite	. . . . .	1·6 „
Dicke	. . . . .	0·8 „

Vorkommen: Ostböhmisches Miocän (Rudelsdorf).

Nach der eigenartigen Form des Sulcus acusticus könnte man vielleicht an eine Identität von *Gobius elegans Pr.* und *Telleri m.* denken. Doch ist der erstere breiter als lang, der letztere stets verlängert und die Umrisse und Ausbildung des Sulcus scheint mir bei den beiden Formen wesentlich verschieden zu sein.

Sphyraenidae (Pfeilhechte).

Otolithus (*Sphyraena*) *Hansfuchsi* n. sp.

(Taf. IV, Fig. 40—42.)

Von dieser Familie, von der bisher fossile Otolithen nicht bekannt waren, liegen mir aus Vöslau durch die so erfolgreichen Aufsammlungen des Herrn Dr. Fuchs mehrere Exemplare vor, die eine sichere Zuteilung zu dieser Familie und Gattung erlauben; denn ein Vergleich mit Otolithen der rezenten Mittelmeerform *Sphyraena spet* läßt keinen Zweifel darüber zu, daß diese miocäne Form zu den Vorläufern dieser rezenten Art gehört.

Die Gestalt ist langgestreckt, doch weniger als die rezente Form, nach vorn zugespitzt, rückwärts schräg abgeschnitten, die Innenseite etwas gewölbt, die Außenseite konkav. Der Sulcus ist deutlich, das Ostium deutlich abgesetzt, schaufelförmig mit mäßiger Excisur, die Kauda fast ganz gerade und am Ende im Gegensatze zu den studierten rezenten Otolithen eher nach aufwärts als nach unten zu ausstreichend. Über der Kauda erstreckt sich eine scharfe Krista und über dieser eine deutliche Arealdepression. Der Ventralrand der Innenseite ist unterhalb der vom Rostrum zum Ventralende der Kauda verlaufenden Ventrallinie vertieft, zwischen dieser und dem Sulcus erhaben.

Die Außenseite ist bei kleineren Exemplaren längs einer vom Ostialausschnitt zur Mitte des Kaudalrandes verlaufenden Linie etwas eingesenkt, der Dorsalteil radial gefältelt (was sich auch auf der Innenseite des Otolithen bemerkbar macht), der Ventralteil (besonders bei älteren Exemplaren) verdickt.

Länge	4·6— etwa 8 *mm*
Breite	1·9—2·5 *mm*
Dicke	0·5—0·7 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Atherinidae (Ährenfische).

Otolithus (*Atherina*) *austriacus* n. sp.

(Taf. IV, Fig. 45.)

Umriß im ganzen elliptisch, doch in der dorsalen Hälfte gekantet, auch gekerbt, vorn durch ein deutlich ausgeprägtes Rostrum etwas zugespitzt. Der Sulcus ist gut ausgeprägt, das Ostium wenig breiter als die fast gerade nach hinten verlaufende Kauda. Die ventrale Begrenzung desselben ist zu einer schwachen Crista inferior, die dorsale zu einer schärferen Crista superior entwickelt, über der sich eine deutliche Area ausbreitet. Ventrallinie vorhanden.

Die Außenseite ist wenig gewölbt, dorsal gekerbt.

Der Umriß sowie die Ausbildung des Sulcus acusticus stimmt derart mit den Otolithen der rezenten *Atherina*-Arten der Adria, besonders mit *A. hepsetus* überein, daß ich über die generische Stellung dieser Otolithenform nicht im Zweifel bin. Gorjanović-Kram-

berger beschrieb 1891 eine *Atherina sarmatica* aus dem sarmatischen Papierschiefer von Dolje, die der rezenten *A. mochon* sehr nahestehen soll. Am Original in Agram sah ich einen Otolithen zwar noch in situ erhalten, doch ist die Innenseite abgewittert und daher vorläufig nicht zu entscheiden, ob derselbe mit den nur aus den mediterranen Schichten vorliegenden Otolithen identisch ist oder nicht. Er ist etwa 1 *mm* lang.

Länge . . . . 1·3—1·7 *mm*
Breite . . . . 0·8—1·3 „
Dicke . . . . 2·0 *mm.*

Vorkommen: Im marinen Miocän von Kienberg und Vöslau (je 1 Ex.).

Im heutigen Mittelmeere gehört *Atherina* zu den individuenreichsten Formen, die „in dichten Massen und fast unglaublichen Mengen" vorkommen (Günther, l. c. pag. 356). Demgegenüber ist das so vereinzelte Vorkommen im Miocän auffallend, das keineswegs lediglich mit der Kleinheit oder Zerbrechlichkeit der Otolithen begründet werden kann.

Mugiliden (Meeräschen).

Otolithus (*Mugil*) *similis* sp. nov.

(Taf. IV, Fig. 51.)

Der Umriß ist im ganzen oval gerundet, doch ist der Dorsalrand in der hinteren Hälfte auffällig abgeschrägt, so daß man versucht ist, dies durch einen minder günstigen Erhaltungszustand zu erklären. Daß dem aber nicht so ist, zeigt ein Vergleich mit den Otolithen der rezenten *Mugil*-Arten (besonders *M. auratus*), auf welche die eigenartige Ausbildung des Sulcus acusticus hinweist. Derselbe ist nämlich lang, schmal und wellig gebogen und verbreitert sich nach vorn zu einem nur kurzen Ostium, stimmt also ganz mit dem der rezenten Mugiliden überein, wie auch bei ihnen vielfach der rückwärtige Teil der Dorsalpartie des Otolithen in der Entwicklung zurückbleibt.

Die Innenseite des dünnen Otolithen ist gewölbt; die Außenseite ist konkav und läßt grobe, doch schwach ausgeprägte radiale Falten erkennen.

Länge . . . . . 3·2 *mm*
Breite . . . . . 1 8 „

Vorkommen: Vöslau (vereinzelt).

Otolithus (*Mugil?*) *dissimilior* sp. nov.

(Taf. IV, Fig. 49 u. 50.)

Der Sulcus acusticus dieses Otolithen erinnert zwar sehr an den von Meeräschen, auch würde der längliche Umriß sowie die Art der Skulptur damit in Einklang zu bringen sein, doch sind die hierhergehörigen Otolithen sämtlich vorn mehr oder minder abgebrochen, so daß ich nicht ganz sicher über die spezifische Stellung bin. Von

der vorhergehenden Art unterscheiden sie sich schon auf den ersten Blick durch die regelmäßigere Ausbildung des Sulcus, wodurch sie aber Carangiden- oder Percidenotolithen ähneln. Das Ostium ist kurz, die Kauda viel länger, hinten hakig, sonst sanft gebogen; eine Crista superior ist scharf ausgeprägt. Der Hinterrand ist grob gerippt, der Ventralrand auf der Innenseite unter der deutlich wahrnehmbaren, doch schwach ausgeprägten Ventrallinie fein gefältelt.

Die Außenseite ist in der unteren Hälfte verdickt, in der oberen etwas ausgehöhlt, radial gerippt.

Länge	im	Durchschnitt	etwa	5	*mm*
Breite	„	„	„	2	„
Dicke	„	„	„	0·5	„

Vorkommen: Vöslau.

In der Adria gehören die Meeräschen zu den individuenreichsten Formen, weshalb ihre spärliche Vertretung im Miocän (außer den beschriebenen Otolithen ist nur eine Mugilart aus den sarmatischen Schichten Kroatiens bekannt) bemerkenswert ist.

Labridae (Lippfische).

Otolithus (*Crenilabrus*) *simplicissimus sp. nov.*

(Taf. IV, Fig. 43 u. 34.)

Der Umriß ist fast dreieckig, doch mit mehr oder weniger gerundeten Ecken und glatten Rändern, die Innenseite flach, die Außenseite gewölbt. Der Sulcus acusticus besteht aus einem nach dem Vorderrande zu verbreiterten, gegen die Otolithenmitte zugespitzten vertieften Ostium mit kaum merklicher Excisur und einer von der Otolithenmitte an gegen das Hinterende des Otolithen zu sich verbreiternden, aber seichteren Kauda, entspricht also ganz den Otolithen der Labriden und besonders der Gattung *Crenilabrus*. Eine Ventrallinie ist bei beiden Exemplaren ersichtlich.

Die Außenseite ist glatt, sanft gewölbt und in der rückwärtigen Hälfte quer eingeschnürt.

Die beiden Exemplare stimmen im wesentlichen überein, nur ist das größere etwas langgestreckter, was jedoch ohne Belang sein dürfte. Von den rezenten *Crenilabrus*-Arten scheint *C. griseus*, den Otolithen nach zu urteilen, der Neudorfer Art, von der die Otolithen stammen, am nächsten gestanden zu sein. Von fossilen Labriden Österreichs wurde von Gorjanović-Kramberger 1891 aus dem kroatischen Obermiocän ein zu *Crenilabrus* gestellter Jungfisch (37 *mm* lang) beschrieben, 1846 von Münster Zähne aus Neudorf, also der Lokalität, aus welcher die beiden Otolithen stammen (*Laprodon [Phyllodon] haueri* und *multidens*), und aus dem Leithakalk von Margareten von Heckel und Kner zwei Fische, die Kner 1862 (Sitzungsber. 45. Bd., pag. 486) zu *Julis* stellen möchte (*L. agassizi* und *sigismundi*). Als Begründung führt er an erster Stelle an, daß die fossilen Einschlüsse des Leithakalkes auf eine jedenfalls subtropische Fauna, namentlich

die indische mit Einschluß des Roten Meeres hinweisen, und daß unter dieser die Gattung *Labrus* fehle, *Julis* dagegen in überwiegender Anzahl vorkomme. Ich führte dies hier an, weil ich auf Grund der Otolithenstudien durchaus keinen derartigen Unterschied zwischen der miocän-mediterranen und rezenten Mittelmeerfauna finden kann.

Ob die zwei Otolithen von Neudorf einer der durch Zähne bekannten Formen von Neudorf angehört, ist natürlich zurzeit nicht zu entscheiden.

Länge	1·7—2·4 *mm*
Breite	0·8—1 „
Dicke	0·3—0·4 „

Vorkommen: Neudorf a. d. March.

Im rezenten Mittelmeere gehören die Labriden und besonders *Crenilabrus* zu den individuenreichsten Formen der Küstengebiete. Ihr so spärliches Vorkommen im Miocän ist daher auffallend.

Der von Kramberger als *Labrus* (*Crenilabrus*) *Woodwardi* beschriebene Fisch aus Dolje ist, wie ich an dem noch in situ erhaltenen Otolithen erkennen konnte, wohl sicher ein Labride, doch anscheinend ein echter *Labrus* und kein *Crenilabrus*.

Scopelidae.

Die im folgenden erwähnten Formen stellte ich im Vorjahre zu den Beryciden, indem ich sie (l. c. pag. 928) lediglich auf Kokens Autorität hin auf Beryciden bezog. Ich will nun keinesfalls Koken für die irrige Zuteilung verantwortlich machen, denn er sagte 1891 (pag. 122) bei Besprechung dieser Otolithen, „die systematische Stellung dürfte wohl in der Nähe der Beryciden zu suchen sein, doch fehlt mir eine direkt vergleichbare rezente Form". Auch Prochazka und Bassoli haben diese Otolithen mangels entsprechenden rezenten Vergleichsmaterials für Beryciden gehalten und als solche beschrieben. Ich erwähne dies nur, um damit zu zeigen, wie schwierig Tiefseefische, und aus solchen bestehen ja großenteils die Otolithen der miocänen Tegelmassen, zu vergleichenden Zwecken zu haben sind [1]).

Als ich die miocänen Fischlisten mit der rezenten Mittelmeerfauna [2]) verglich, ergab sich im wesentlichen eine derartige Übereinstimmung in der Vertretung der Familien, daß mir der angebliche Arten- und Individuenreichtum der jetzt im Mittelmeer nur durch

[1]) Während der Korrektur lernte ich die Arbeit Bassanis „La Ittiofauna delle argille marnose plistoceniche di Taranto e di Nardò (Atti. r. acc. Napoli 1905, vol. XII)" kennen, der auf Seite 19 in gleicher Weise die Schwierigkeit, Tiefseefischmaterial zu erhalten, betont und dem die Bestimmung der Scopeliden bei deren Ähnlichkeit mit Clupeiden und Salmoniden sehr schwer wurde. Ich erwähnte dies hier, weil die Scopeliden, so schwierig es sein mag, sie auf Grund eines schlecht erhaltenen Restes zu erkennen, nach den Otolithen, da diese nun bekannt sind, sehr leicht erkennbar sind. Wenn man von den Fischen, deren Otolithen nicht erhaltungsfähig sind, absieht, erinnert die erwähnte Fischfauna Bassanis von Tarranto auffallend an die von Perchtoldsdorf.

[2]) T. V. Carus, Prodromus faunae mediterraneae, vol. II. Stuttgart 1889 bis 1893.

zwei Arten vertretenen Beryciden im Miocän und das Fehlen der im Mittelmeer artenreichen Scopeliden in den miocänen Tegeln sehr auffallend schien. Nun hat zwar bereits L. Vaillant 1888 Otolithen von drei Scopeliden (*Aulopus*, *Bathypterois* und *Scopelogadus*) abgebildet, doch weichen die Otolithen dieser Gattungen offenbar einerseits nicht unbeträchtlich von den *Scopelus*-Otolithen ab, anderseits sind die Details des Sulcus acusticus an rezenten Otolithen nicht so leicht zu sehen, wie an fossilen und wurden vom Autor, der ja hauptsächlich die ganzen Fische beschrieb, etwas zu schematisch wiedergegeben. Da eine diesbezüglich an Herrn Prof. Vaillant gerichtete Bitte ohne Antwort blieb, wandte ich mich an Herrn Prof. D. C. J. Cori, den Direktor der zoologischen Station in Triest, durch dessen freundliche Vermittlung ich vor kurzem eine Anzahl frisch konservierter Tiefseefische aus Messina erwerben konnte, deren Studium nun mit völliger Sicherheit dartat, daß die so häufigen, fast in keiner Tegelprobe fehlenden Otolithen zu *Scopelus* gehören. „Die Fische dieser Gattung[1]) sind klein, von echt pelagischer Lebensweise und über alle gemäßigten und tropischen Meere verbreitet. Nur des Nachts kommen sie an die Oberfläche; während des Tages und bei sehr schlechtem Wetter steigen sie in Tiefen hinab, in welchen sie vor dem Sonnenlichte und gegen die Bewegung des Wassers geschützt sind. Einige Arten kommen nie an die Oberfläche.“

Fossil sind Scopeliden bisher zahlreich aus der Kreide, vereinzelt aus dem Eocän, Glarner Oligocän und italienischen Miocän (*Parascopelus*, *Scopelus*, *Scopeloides*) und Plistocän bekannt. Von den aus dem österreichisch-ungarischen Tertiär bekannten Fischresten faßt A. S. Woodward 1901 nur *Palimphemus anceps Kner* aus dem Leithakalk von Margareten als vielleicht zu den Scopeliden gehörig auf. Kner selbst war über die Stellung dieses schlecht erhaltenen Unikums völlig im unklaren, doch gewinnt die Deutung Woodwards, da sich diese Familie als im Miocän so verbreitet herausstellt, an Wahrscheinlichkeit.

Was nun die Verwandtschaft mit den rezenten *Scopelus*-Formen anbelangt, so wird diese Frage erst nach einem eingehenden Studium eines reicheren rezenten Materials, als mir vorlag, gelöst werden können. Von den Otolithen der von mir bisher untersuchten rezenten *Scopelus*-Arten stimmen die der Untergattung *Scopelus s. str.* (*Sc. Rissoi*, *Bennoiti*, *Humboldti*), auch der Untergattung *Lampanyctus* (*Sc. crocodilus* und wahrscheinlich auch *maderensis*) infolge ihrer ventral verbreiterten Gestalt mit dem *Otolithus* („*Berycidarum*“ = *Scopelus*) *tenuis m.*, während die im österreichischen Neogen so häufigen Otolithen „*Berycidarum*“ *austriacus*, *Kokeni*, *mediterraneus* etc. in *Scopelus* (*Nyctophus*) *Rafinesquii* einen ihrer nächsten rezenten Verwandten besitzen. Wie weit die einzelnen Arten auf Grund der Otolithen getrennt werden können, kann gleichfalls nur nach eingehendem Studium der rezenten Formen entschieden werden. Bis dahin führe ich die fossilen Otolithen in der im Vorjahre durchgeführten Umgrenzung im folgenden an.

---

[1]) Günther-Hayek, Handbuch der Ichthyologie 1886, pag. 419.

In betreff der Verbreitung möchte ich noch kurz erwähnen, daß diese Otolithen, und zwar besonders die etwas langgestreckten aus der Verwandtschaft des *splendidus*, im italienischen Mio- und Pliocän von Modena sehr häufig und besonders im ersteren, wie ich am Material des Herrn Bassoli sah, bedeutend größer sind als zumeist im österreichischen Miocän.

Otolithus (Scopelus) austriacus Koken.

Vgl. 1905, pag. 630, Taf. XVII, Fig. 1—7.

Vorkommen: Miocän von Nieder- und Oberösterreich, Mähren, Ostböhmen, Ungarn, Siebenbürgen, Bosnien, Krain; Alttertiär von Pausram (Mähren).

Otolithus (Scopelus) Kokeni Proch.

Vgl. 1905, pag. 631, Taf. XVII, Fig. 8—11.

Vorkommen: Miocän von Nieder- und Oberösterreich, Mähren, Ostböhmen, Ungarn, Siebenbürgen.

Otolithus (Scopelus) mediterraneus Kok.

Vgl. 1905, pag. 632, Taf. XVII, Fig. 19 u. 20.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich, Mähren, Ungarn, ? Alttertiär von Pausram (Mähren).

Otolithus (Scopelus) splendidus Pr.

Vgl. 1905. *O. (Berycidarum) splendidus Proch.* l. c. pag. 633, Taf. XVII, Fig. 17.
Vgl. 1906. *O. (Berycidarum) splendidus Proch.* Bass., l. c. pag. 50, Taf. II, Fig. 19, 20 (non 21, 22).

Zunächst möchte ich hervorheben, daß die mio-pliocänen Exemplare Herrn Bassolis mit dem von mir als *O. splendidus* abgebildeten Otolithen übereinstimmen. Inwieweit sein sehr nahe verwandter *O. tuberculatus* davon spezifisch zu trennen ist, kann wohl nur durch Studium eines reichen rezenten Materials entschieden werden. Nun unterscheidet sich aber die Abbildung, die Prochazka von *O. splendidus* gab, durch den verbreiterten Ventralteil einigermaßen von meiner Abbildung, Taf. XVII, Fig. 17. Ich habe damals wenig Wert darauf gelegt und glaube auch heute, daß das Original Prochazkas wohl nur ein etwas abnorm ausgebildetes Exemplar darstellt, auch mag die Abbildung in der Absicht, *splendidus* von *insoletus* (*mediterraneus*) recht gut zu unterscheiden, einigermaßen verbreitert worden sein, wenigstens bezeichnet ihn Prochazka im Text als 3 *mm* lang, 2 *mm* breit (*insoletus* 2·9 und 1·8 *mm*) und die seiner Angabe nach zwölffach vergrößerte Abbildung ist 33 *mm* lang und 25 *mm* breit, also etwas zu breit geraten. Daß meine Bezeichnung von Taf. XVII, Fig. 17 als *splendidus Pr.* richtig ist, scheint mir indirekt auch daraus hervor-

zugehen, daß Prochazka von Boratsch (s. d. unter den Fundorten) nebst *austriacus* seinen *splendidus* als häufigsten unter den Scopeliden anführt und auch ich in dem von mir untersuchten Material am häufigsten nebst *O. austriacus Scopelus*-Otolithen aus dem Formenkreise des *splendidus* (im oben angeführten Umfange) vorfand; während *Scopelus tenuis*, den man eventuell wegen seiner verbreiterten Otolithen auf die Abbildung Prochazkas von *splendidus* beziehen könnte, ganz fehlte. Möglicherweise hat übrigens Prochazka bei seiner ersten Beschreibung und Abbildung verschiedene Otolithen benutzt. *O. splendidus* und *mediterraneus* sind übrigens nur in gut erhaltenen Stücken leicht zu unterscheiden, während bei angewitterten Exemplaren der Vorderrand meist verletzt und eine sichere Unterscheidung der beiden sehr nahestehenden Formen unmöglich ist.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich und Mähren; Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (Scopelus) pulcher Proch.

Vgl. 1905, pag. 634, Taf. XVII, Fig. 12—14, 16, 15?
Vgl. 1906. Bassoli, l. c. pag. 49, Taf. II, Fig. 21, 22 (non 19, 20).

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich, Mähren, Ostböhmen, Ungarn; Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (Scopelus) tenuis Schub.

Vgl. 1905, pag. 635, Taf. XVII, Fig. 22.

Die vereinzelten seit Veröffentlichung des II. Teiles mir bekanntgewordenen Otolithen von Vöslau stimmen mit dem oben abgebildeten Otolithen, besitzen jedoch eine deutlicher ausgesprochene Excisura ostii.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Perchtoldsdorf, Vöslau).

Sternoptychidae.

Unter den von mir untersuchten Hoch- und Tiefseefischen von Messina befindet sich auch *Gonostoma rotundatum*, dessen Otolithen so an *Otolithus („Berycidarum") fragilis Proch.* sowie *O. („Berycidarum") parvulus Kok.* erinnern, daß diese, wenn schon vielleicht nicht zu *Gonostoma* selbst, so doch einer verwandten Gattung gehören dürften.

Otolithus (Gonostoma?) fragilis Proch.

Vgl. 1905, l. c. pag. 637.
Vgl. 1906. Bassoli, l. c. pag. 51, Taf. II, Fig. 27.

Vorkommen: Miocän von Mähren, Niederösterreich?; Pliocän von Italien (Bassoli).

Clupeidae (Häringe).

Otolithus (*Clupea*) *aff. testis Koken.*

(Taf. IV, Fig. 52.)

1891. *O.* (*Clupea*) *testis Kok.* l. c. pag. 82, Taf. I, Fig. 1 u. 2.

Zwei Fragmente stimmen derart mit den von Koken beschriebenen Otolithen, daß ich sie, wenn auch vorläufig nicht damit identifizieren, so doch in deren nächste Verwandtschaft stellen möchte. Das Rostrum ist abgebrochen, doch läßt der breite, tiefe, von leistenförmigen Rändern umgebene Sulcus meines Erachtens deutlich die Zugehörigkeit zu *Clupea* erkennen. Der Dorsalrand ist nur wenig gewellt, der Ventralrand dagegen fein krenuliert, indem die auf der Außenseite von dem etwas erhöhten Mittelpunkt ausstrahlenden scharfen Kerben auch auf die Innenseite teilweise übertreten. Diese reichere Kerbung scheint mir den vorliegenden Otolithen einigermaßen von *Clupea testis K.* zu unterscheiden, doch kann dies auch nur von untergeordneter Bedeutung sein, da ja Koken von einigen randlichen Furchen oder Kerben auf der Außenseite des Rostrums spricht, „die sich nur wenig gegen die Mitte hin fortsetzen".

Länge . . .	etwa	3·0 *mm*
Breite		1·5 „
Dicke		0·3 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau und Enzesfeld; Oberoligocän Deutschlands.

Die von mir in situ beobachteten Otolithen der in nicht seltenen *Clupea doljeana G.-Kr.* von Dolje waren stets mehr oder minder fragmentarisch, gehören aber anscheinend in denselben Formenkreis wie *Cl. testis Kok.* Bei einigen Exemplaren von *Culpea Vukotinovići G.-Kr.* sind sie gleichfalls erhalten, unterscheiden sich jedoch recht beträchtlich von der *testis-doljeana*-Gruppe.

Anacanthini (Weichflosser).

Gadidae (Schellfische).

Otolithus (*Merlucius*) *praeesculentus Bass. et Schub. n. sp.*

(Taf. V, Fig. 29 *a*, *b*.)

1906. *O.* (*Merlucius*) *praeesculentus Bass. et Schub.* Bassoli, l. c. pag. 39, Taf. I, Fig. 7, 9, 10.

Aus Perchtoldsdorf liegt mir eine prächtig erhaltene linke Sagitta vor, die im wesentlichen mit den Otolithen des rezenten Mittelmeerhechtdorsches[1]) sehr gut übereinstimmt. Der Vorderrand ist wohl etwas zugespitzt, auch ist keine Spur einer Excisura ostii vorhanden, doch möchte ich diesen immerhin einigermaßen variablen Merkmalen keine besondere Bedeutung beilegen, wenn mich nicht auch der

[1]) cf. Koken 1884, Taf. IX, Fig. 1.

Altersunterschied veranlassen würde, diese Form als *praeesculentus* abzugrenzen.

Im modenesischen Miocänmaterial des Herrn Dr. Bassoli sah ich zwei Exemplare, ein jugendliches und ein Fragment eines großen Otolithen, der eine deutliche Excisura ostii zeigt, die gleich den in Rede stehenden Otolithen in die nächste Verwandtschaft des rezenten *Merlucius esculentus* gehören und wohl sicher derselben Art angehören dürften wie die österreichischen.

Der Sulcus acusticus ist in der Mitte namentlich durch einen Knick der ventralen Begrenzung in zwei ziemlich gleiche, in der Mitte schmale, nach vor-, beziehungsweise rückwärts sich erweiternde Teile geteilt. Das Kollikulum des Ostiums ist unbedeutend, kräftiger das der Kauda. Eine dorsale Crista und Area ist recht deutlich wahrnehmbar.

Die Skulptur der Außenseite ist fein und besteht aus einer mittleren Anschwellung randwärts abgehender Rippen wie bei den Otolithen von *M. esculentus* und unterscheidet sich dadurch auch von *M. vulgaris* und dessen miocänem Vorläufer *Merlucius miocenicus Kok.* Ich weiß wohl, daß manche Ichthyologen die Mittelmeerform nicht von *M. vulgaris* trennen, doch glaube ich in der konstant feineren Otolithenskulptur der rezenten und miocänen Mittelmeerform einen weiteren Unterschied gegenüber der nördlichen Art zu finden.

Auch in Walbersdorf kommt ein *Merlucius* vor, dessen Otolithen durch eine auffällende wulstartige Längsverdickung der Außenseite sich einigermaßen von *praeesculentus* unterscheiden, sonst aber, soweit es der nicht intakte Erhaltungszustand zuläßt, mit dieser Art übereingestimmt haben dürften. Die von Prochazka aus Walbersdorf als „*Otolithus* (*Merlucius*) *nov. form.*“ angeführten Otolithen gehören, wie ich mich am Material aus unserer Sammlung überzeugte, zu *Gadus elegans Kok.*

Länge des besterhaltenen Otolithen	20·9 *mm*	(ein Jug.-Ex. 8·0 *mm*).
Breite „ „ „	6·7 „	„ „ 2·0 „
Dicke „ „ „	1·4 „	„ „ 0·5 „

Vorkommen: Miocän von Perchtoldsdorf (s. s.), Grinzing, Vöslau, Walbersdorf (?); von Italien (Bassoli).

Otolithus (*Raniceps*) *latisulcatus Kok. var. pausramensis m.*

(Taf. V, Fig. 20 *a, b*.)

1884. *O.* (*Gadidarum*) *latisulcatus Koken.* l. c. pag. 545, Taf. XI, Fig. 5.

1891. *O.* (*Raniceps*) *latisulcatus Koken.* l. c. pag. 86, Taf. III, Fig. 2 u. 2 *a*; Taf. IV, Fig. 4 u. 4 *a*.

Das Ostium des tief ausgeprägten und scharf abgesetzten Sulcus acusticus ist kürzer, auch etwas schmäler als die Kauda. In beiden sind deutlich ausgeprägte, weil den Sulcus nicht ganz ausfüllende Kollikula vorhanden und zwischen beide schiebt sich vom Ventralrand des Sulcus her eine schmale Leiste vor. Das Ostium ist vom Vorderrand getrennt, die Kauda dagegen öffnet sich gegen den Hinterrand.

Die Außenseite dieses apfelkernähnlichen Otolithen ist reich mit Tuberkeln bedeckt, gehört also zur skulpturierten Reihe dieser besonders im deutschen Oligocän so zahlreichen und häufigen Form. Koken beschreibt 1891, pag. 87 u. 88 sieben Varietäten α—η, von denen die ersten sechs aus dem Oligocän, die siebente aus dem Mio-Pliocän von Antwerpen stammen. Obgleich nun die vorliegende, aus Pausram stammende Form wohl zweifellos zu dieser trotz aller Variabilität gut kenntlichen Art gehört, stimmt sie dennoch mit keiner der sieben Varietäten; ich möchte daher dafür den Namen *var. pausramensis* vorschlagen. Für eine Altersbestimmung der in betreff des Alters noch immer nicht einheitlich aufgefaßten Pausramer Mergel gibt diese Art, die zwar ihre größte Entfaltung im Oligocän besitzt, aber auch noch im Mio-Pliocän häufig ist, also leider auch keine sicheren Anhaltspunkte.

Länge	. . . . .	8·7 *mm*
Breite	. . . . .	5·0 „
Dicke	. . . . .	2·3 „

Vorkommen: Pausram (Alttertiär?); sehr verbreitet und häufig im deutschen Oligocän und Jungtertiär von Antwerpen.

Otolithus (*Phycis*) *tenuis Kok.*

(Taf. V, Fig. 37—40.)

1891. *O.* (*Gadus*) *tenuis Kok.* l. c. pag. 92, Taf. IV, Fig. 3 u. 3*a*.
1906. *O.* (*Phycis*) *tenuis Koken.* Bass., l. c. pag. 38, Taf. I, Fig. 3 u. 4.

Dieser Otolith ist langgestreckt, schmal und besonders die älteren Individuen auffällig gekrümmt. Die Außenseite ist mit quer oder schräg verlaufenden dicken Rippen oder Wülsten versehen, die an jüngeren Exemplaren zuweilen recht fein sind, an alten meist undeutlich werden, ja fast ganz verschwinden. Der Ventralteil der Außenseite ist sehr verdickt und gegen die Innenseite des Otolithen zu umgeschlagen, meist auch in einen kranialwärts vorspringenden Vorsprung ausgezogen. Der Dorsalrand ist zugeschärft.

Die Innenseite ist von einem sehr seichten, auffällig breiten, ungegliederten Sulcus acusticus durchzogen, der sich von dem der übrigen Gadidengeschlechter auffällig unterscheidet. Danach dürfte das bei Koken, Taf. IV, Fig. 6*a* abgebildete Jugendexemplar nicht hierher gehören.

Dieser Otolith stimmt in bezug auf die Krümmung, den verdickten, nach innen zu umgeschlagenen Ventralteil, Skulptur der Außenseite und breite Gestalt des ungegliederten Sulcus derart mit den Otolithen des rezenten *Phycis mediterraneus* überein, daß mir, wie ich auch Herrn Bassoli mitteilte, die Zugehörigkeit von *Otolithus tenuis* zu *Phycis* und nicht zu *Gadus* zweifellos scheint. *Phycis mediterraneus* unterscheidet sich jedoch durch große, viel gröbere Otolithen von *Phycis tenuis Kok.*, so daß diese Form, wie ihr Vorkommen im italienischen Pliocän schließen läßt, ein miocäner Vorläufer einer der atlantischen Arten sein dürfte. Wie das Vorkommen von *Phycis tenuis* im Tegel von

Baden, Möllersdorf und Walbersdorf erkennen läßt, war wohl diese Art gleich dem rezenten *Ph. mediterraneus* eine Tiefseeform.

Länge	12·5 *mm*	(juv. 3·8 *mm*)
Breite	9·5 „	„ 1·2 „
Dicke	2·6 „	„ 0·7 „

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Baden, Vöslau, Möllersdorf) und Ungarn (Neudorf, Walbersdorf, h.); Miocän von Bordeaux (Koken); Miocän und Pliocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (*Gadus*) *elegans Koken.*

(Taf. V, Fig. 13—19, 21—26 ? Taf. VI, Fig. 16—18.)

1871. *Trigloïdes Dejardini van Ben.* Bull. acad. roy. belg. Bruxelles. XXXI, pag. 501, Taf. II, Fig. 13.

1884. *O.* (*Gadidarum*) *elegans Koken.* Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., pag. 542 Taf. XI, Fig. 2, 4 (non 3).

1891. *O.* (*Gadus*) *elegans Koken.* Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., pag. 93, Taf. IV, Fig. 1 u. 2; Taf. V, Fig. 6.

1891. *O.* (*Gadus*) *elegans Kok.* E. T. Newton, Mem. geol. Surv. Brit., pag. 96, Taf. X, Fig. 16.

1906. *O.* (*Phycis*) *elegans var. sculpta* und *planata*, bei Bassoli, l. c. pag. 38 u. 39, Taf. I, Fig. 5, 6, 11, 12.

Von dieser vielgestaltigen Form kommen auch im österr.-ungar. Miocän verschiedene Formen vor: Der zuerst aus dem Mitteloligocän von Söllingen beschriebene Typus, welcher der Abbildung Taf. XI, Fig. 2 (nach Erklärung Fig. 3) entspricht, nur etwas weniger reich skulpturiert ist, liegt mir in mehreren Exemplaren aus Kienberg vor (Taf. V, Fig. 13—18).

Die Gestalt ist „die eines länglichen Apfelkernes und besitzt wie dieser die scharfe Zuspitzung des einen (hinteren) Endes. Die Innenseite ist stark konvex, die Außenseite quer konkav und im Vorderteile stark keulenartig verdickt. Der Ventralrand ist sehr dick und steil.

Das bezeichnendste Merkmal ist der Sulcus. Derselbe durchzieht die ganze Innenseite, und obwohl Kauda und Ostium durch eine Einbiegung der beiderseitigen Sulcusränder deutlich markiert sind, so werden sie doch nie durch eine Verbindungsbrücke derselben getrennt.

Die Kauda endigt geschlossen mit dem Hinterrande; das Ostium ist ebenfalls geschlossen und vom Vorderrande durch eine Verdickung desselben geschieden; doch ist eine Excisura meist noch angedeutet. Die Kollikula sind nicht sehr scharf abgesetzt, aber in der ganzen Länge des Ostium und der Kauda entwickelt; das der Kauda schließt sich oft der Gestalt des Sulcus eng an und besitzt dann eine deutlich markierte Längsdepression. Die Crista superior ist, wenn überhaupt vorhanden, nur sehr schwach, dasselbe gilt von der Area. Auffallend stark ist meist eine ventrale Seitenlinie entwickelt.

Die Skulptur besteht normal aus relativ großen, besonders im vorderen Teile des Otolithen zu rundlichen Tuberkeln entwickelten Rippen, welche in eine erhöhte Mittelreihe und zwei Seitenreihen,

deren dorsal gelegene stets mehr oder weniger konkav ist, geordnet sind. Die diese knolligen Rippen trennenden Furchen gehen als ein System zarter, regelmäßiger Linien auch auf die Innenseite über und erzeugen hier eine Art Körnelung der ventralen Seitenlinien, überschreiten dieselbe aber nicht."

Ich habe diese ausführliche Beschreibung, die Koken von seinem *elegans* 1884 gab, wiedergegeben, da sie völlig auf Otolithen paßt, die auch im österr.-ungar. Miocän vorkommen, und zwar liegt mir dieser Typus in mehreren Exemplaren von Möllersdorf, Kienberg, Soos (bei Baden), Traiskirchen, Walbersdorf und Neudorf vor. Aus der ersteren Lokalität liegen durchweg kleinere (etwa 6 *mm* lang, wie bei den Formen von Söllingen), von der Soos und von Traiskirchen größere Exemplare (etwa 9 *mm* lang) vor. An den beiden ungarischen Lokalitäten scheint diese typische Form des *G. elegans* an Häufigkeit hinter der flachen Form zurückzustehen.

Diese letztere, für welche ich die Bezeichnung *var. planata* vorschlagen möchte, ist besonders in Walbersdorf häufig (Taf. II, Fig. 19—25). Sie entspricht recht gut der von Koken aus dem Sternberger Gestein (Oberoligocän, l. c. Taf. IV, Fig. 1 *a*) abgebildeten Abänderung, ist länger, flacher als der Typus und besitzt einen breiteren Sulcus acusticus. In ihren extremen Formen möchte man sie für eine von *elegans* verschiedene Art halten, doch liegen außer den von Koken aus dem Oligocän betonten Übergängen auch in Walbersdorf Exemplare, die sich einigermaßen an die typische Form anknüpfen lassen. Die Skulptur der Außenseite variiert auch bei dieser Abart, indessen sind die mir vorliegenden hierhergehörigen Otolithen meist weniger reich mit Höckern bedeckt, ja bisweilen fast ganz glatt.

Einzelne Otolithen aus Walbersdorf und auch aus Vöslau, Möllersdorf, Grinzing, Kienberg weisen jedoch die reiche Skulptur auf der Außenseite auf, wie sie Koken bei seiner *var. sculpta* (Taf. IV, Fig. 2) abbildete. Bei einigen kleinen Otolithen, wie den auf Taf. VI, Fig. 16, 17, 19 abgebildeten, bin ich noch nicht im klaren, ob sie als Jugendformen dieser Abart aufzufassen sind oder vielleicht zu *O.* (*Merlangus*) *cognatus Kok.* gehören. Die Merkmale, die Koken 1891, pag. 89 von diesen letzteren Otolithen angibt, konnte ich bisher nicht mit Sicherheit beobachten.

Die flache Abart stellte Koken auch im Miocän von Neudorf fest (cf. Toula, l. c. pag. 18), und zwar führte er *Otolithus* (*Gadi*) *elegans* als miocäne Mutation an. Koken gibt als geologische Verbreitung von *elegans* (1891, pag. 94) an:

Mitteloligocän:	typische Form und	flache Varietät.
Oberoligocän:	typische Form und	flache Form.
Miocän:	—	flache Mutation.
Pliocän:	—	flache Mutation.

Aus dem Obengesagten erhellt nun, daß die typische Form ebenso reich im Miocän vertreten ist, so daß also eigentlich von einer miocänen Mutation nicht mehr gesprochen werden kann. Schon Koken betont, daß *var. sculpta* von den typischen Stücken aus Söllingen so abweicht, daß man seit dem Mitteloligocän etwa eine selbständige Art



sich entwickeln sähe. Wenn man nun die Otolithen der rezenten Mittelmeerdorsche, des *Gadus minutus* und *euxinus* vergleicht, so sieht man, daß die Otolithen dieser beiden Dorsche sich nicht nur ähnlich zueinander verhalten wie der Typus von *elegans* zu *var. planata* und *sculpta*, sondern daß diese beiden Formen auch in einem genetischen Verhältnis zueinander zu stehen scheinen. Mir liegt nun zwar bisher zu wenig rezentes diesbezügliches Material vor und so mag es vorläufig noch dahingestellt bleiben, ob die beiden flachen Abänderungen nicht besser von der typischen Form des *G. elegans* spezifisch abgetrennt werden sollten.

Vorkommen:

Typus: Miocän von Niederösterreich (Möllersdorf, Traiskirchen, Soos bei Baden, Perchtoldsdorf), Mähren (Kienberg), Ungarn (Walbersdorf und Neudorf).

Var. planata Bass. et Schub.: Niederösterreich (Möllersdorf), Mähren (Kienberg), Ungarn (Walbersdorf, Neudorf).

Var. sculpta Kok.: Niederösterreich (Vöslau, Möllersdorf, Grinzing), Mähren (Kienberg); Oligo- und Miocän Deutschlands (Koken); Mio- und Pliocän Italiens (Bassoli); Pliocän Suffolk (Koken).

Otolithus (Gadidarum) minusculus n. sp.

(Taf. V, Fig. 48—52.)

Umriß länglich, an beiden Enden mehr oder minder zugespitzt. Der verhältnismäßig breite, an beiden Enden gleichfalls zugespitzte Sulcus acusticus ist ungefähr in der Mitte eingeschnürt und sowohl in der ostialen wie kaudalen Hälfte teilweise mit kollikularen Bildungen erfüllt. Der übrige Teil der Innenseite ist durch von der Außenseite herübergreifende Kerben mehr oder weniger skulpturiert.

Die Außenseite ist gewölbt und zumeist radial gekerbt, seltener nur quer eingeschnürt.

Länge	. . .	1·5—2·0 *mm*
Breite	. . .	0·6—0·8 „
Dicke	. . .	0·2 *mm*

Betreffs der systematischen Stellung dieses Otolithen glaube ich, daß er zu irgendeiner Gattung von Tiefseegadiden gehören dürfte. Er erinnert durch seine geringe Größe an *Otolithus labiatus m.*, unterscheidet sich jedoch bestimmt durch die beiderseits zugespitzte Gestalt und die abweichende Gestaltung des Sulcus. In Agram sah ich an einigen Exemplaren von *Gadus lanceolatus Gorj.-Kramb.* von Dolje in situ Otolithen, die, in bezug auf Umriß und Skulptur der Außenseite — denn nur diese ist bisher ersichtlich — dem *Otolithus minusculus* einigermaßen ähneln.

Vorkommen: Miocän von Neudorf und Baden.

In mehreren Fossillisten führte Prochazka verschiedene Namen von Gadidenotolithen an, die er nie beschrieben oder abgebildet, so *invictis*, *invictus*, *sedatus*, *lucrosus*, *decorus*, *igustus*, *inaequalis*, *effrenatus*,

nitidus, *clarus*, *insignis*, *singularis*, *nudus*, *molestus*, die natürlich nicht weiter berücksichtigt werden können. Auffallend ist nur, daß er in seiner ersten Arbeit, in der er Otolithen beschrieb, einen *Gadus communis* (Kralitz, 1893, pag. 69, Taf. XI, Fig. 2) beschrieb und abbildete, den er später nie wieder erwähnt, obgleich er damals von ihm sagte, er gehöre zu den weitverbreiteten Otolithen des Miocäns. Die Beschreibung und schematisierte Abbildung lassen die Form nicht mit Sicherheit wieder erkennen, man könnte mit gleich viel oder vielmehr gleich wenig Berechtigung an *O. (Macrurus) ellipticus*, *labiatus* oder *O. (Gadidarum) minusculus* denken. Nach den Größenausmaßen würde mein *ellipticus* am meisten stimmen, doch spricht gegen die Identität dieser Form mit *Gadus communis*, der übrigens kein *Gadus* sein dürfte, der Umstand, daß Prochazka den in Boratsch häufigen *ellipticus* bei seiner speziellen Beschreibung des Boratscher Tegels offenbar unter einem anderen Namen als *communis* anführt.

Macruridae.

Otolithus (Macrurus) praetrachyrhynchus Schub.

1905. l. c. pag. 615, Taf. XVI, Fig. 1—8.
1876. R. Lawley (l. c. Taf. III, Fig. 2*e* u. 2*f*).

Diese Form oder eine ihr äußerst nahestehende kommt auch im Pliocän von Orciano bei Pisa vor, denn Lawley bildete 1876 einen dortselbst häufigen Otolithen ab, ohne jedoch etwas über die systematische Stellung zu erwähnen. Er stimmt völlig mit den von mir Fig. 3 aus Walbersdorf abgebildeten Otolithen. Außerdem sah ich unter den miocänen Otolithen des Herrn Bassoli in Modena Otolithen, die wohl sicher zu dieser Art gehören.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf und Baden; Pliocän von Italien (Lawley).

Otolithus (Macrurus) elongatus Schub.

1905. l. c. pag. 617, Taf. XVI, Fig. 22.

Ich habe bereits in meiner vorigen Arbeit Zweifel über die spezifische Selbständigkeit dieser Form geäußert und will es auch jetzt mangels neuen diesbezüglichen Materials dahingestellt sein lassen, ob diese Otolithen nicht etwa nur alten besonders großen Exemplaren angehörten.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf; von Italien.

Otolithus (Macrurus) gracilis Schub.

1905. l. c. pag. 616, Taf. XVI, Fig. 9—13.
1906. Bassoli, l. c. pag. 42, Taf. I, Fig. 19, 20, 23, 24.

Ich habe mich an dem reichlichen Material des Herrn Doktor Bassoli aus dem Miocän des M. Gibio neuerdings überzeugt, daß die Trennung dieser Art von *Macrurus praetrachyrhynchus* zweckmäßig war.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf; von Italien (Bassoli).

Otolithus (Macrurus) Trolli Schub.

1905. l. c. pag. 617, Taf. XVI, Fig. 14—19.
1906. Bassoli, l. c. pag. 42, Taf. I, Fig. 34 u. 35.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf (nicht selten), Baden; von Italien (Bassoli).

Otolithus (Macrurus) angustus Schub.

1905. l. c. pag. 619, Taf. XVI, Fig. 20 u. 21.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf (selten).

Otolithus (Macrurus) crassus Schub.

1905. l. c. pag. 619, Taf. XVI, Fig. 23, 24, 25?, 30?.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf (selten).

Otolithus (Macrurus) rotundatus Schub.

1905. l. c. pag. 620, Taf. XVI, Fig. 26, 27, 28?

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf (selten).

Otolithus (Macrurus) Toulai Schub.

1905. l. c. pag. 620, Taf. XVI, Fig. 34—37.
1906. Bassoli l. c., pag. 41, Taf. I, Fig. 13, 14, 15, 16.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Möllersdorf), Mähren (Boratsch) und Ungarn (Walbersdorf, Theben-Neudorf); Miocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (Macrurus) ottnangensis n. sp.

(Taf. V, Fig. 30.)

Dieser Otolith ähnelt sehr dem *Ot.* (*Macrurus*) *Toulai* **m.**, besitzt aber einen schmäleren und seichteren Sulcus als dieser und unterscheidet sich auch durch Größenausmaße und Umriß von ihm. Am Sulcus acusticus ist ein kürzerer ostialer und fast doppelt so langer kaudaler Teil zu unterscheiden. Der Umriß entspricht etwa dem der typischen Form von *Gadus elegans*, ist vorn breit gerundet und verschmälert sich allmählich nach rückwärts zu.

Die Außenseite ist im ganzen und großen querkonkav, grob radial gerippt und auffällig dünner als die stets verdickten Otolithen von *M. Toulai.*

Größte Breite	. .	6·7 *mm*
„ Dicke	. .	1·8 „

Länge (des ergänzten Fragments): etwa 13 *mm.*

Vorkommen: Schlier von Ottnang (Oberösterreich); Alttertiär? von Pausram.

Otolithus (*Macrurus*) *Arthaberi Schub.*

1905. *O.* (*Macrurus*) *Arthaberi Schub.* l. c. pag. 621, Taf. XVI, Fig. 38.
1906. *O.* (*Macrurus*) *Arthaberoides Bass.* l. c. pag. 41, Taf. I, Fig. 26.

Die Otolithen vom Monte Gibio gehören nicht nur einer nahe verwandten, sondern meiner Ansicht nach zweifellos derselben Art an wie *Otolithus Arthaberi m.*, wie ich mich in Modena überzeugen konnte. Herr Bassoli meint allerdings, der Umriß, Sulcus und Skulptur und Größe sei verschieden, doch kann ich dem nach der Variabilität des nahe verwandten *O. Toulai* nicht beipflichten. Wenn man noch früher manchmal hätte glauben können, die spezifische Abgrenzung von *O. Arthaberi* gegenüber *M. Toulai* sei nicht genügend begründet, so scheint mir jetzt nach den reichhaltigen Vorkommen vom Monte Gibio ein diesbezüglicher Zweifel wohl ausgeschlossen.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich und Ungarn; Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (*Macrurus*) *ellipticus Sch.*

(Taf. V, Fig. 8–12.)

1905. l. c. pag. 622, Taf. XVI, Fig. 31—33.
1905. l. c. pag. 623 (*exisus*).
1906. Bassoli, l. c. pag. 39, Taf. I, Fig. 17 u. 18.

O. excisus habe ich im Vorjahre Otolithen genannt, die mit *ellipticus* übereinstimmen, jedoch mehr minder deutliche Excisuren besitzen. Ich habe bereits damals erwähnt, daß diese Otolithen „vielleicht nur eine Abänderung von *O. ellipticus*“ darstellen und möchte nach dem größeren seither beobachteten Material eine spezifische Trennung für unzweckmäßig halten. Zwar unterscheidet sich der Taf. V, Fig. 8 abgebildete Otolith auch durch seine symmetrische Ausbildung, wodurch er an *Macrurus novus Bassoli* (l. c. Taf. I, Fig. 27) erinnert, doch scheint mir diese Form mit den übrigen *ellipticus* durch mehrfache Übergänge verbunden.

Junge Exemplare von *O. ellipticus* sind bisweilen nur schwer von besonders großen Exemplaren von *O. labiatus m.* zu unterscheiden. Mehrere hundert Otolithen haben mich jedoch überzeugt, daß diese beiden Otolithenformen zwei verschiedenen Arten angehören, denn *labiatus* ist bis auf vereinzelte Fälle mehr als die Hälfte kleiner, schmal mit vorspringendem Ventralteil und zumeist glatter, gleichmäßig gewölbter Außenseite und läßt sich dadurch zumeist leicht von *O. ellipticus* unterscheiden. Daß ich diesen als *Macrurus*, jenen als *Hymenocephalus?* bezeichnete, kann bei den engen, übrigens durchaus noch nicht ganz geklärten Verwandtschaftsverhältnissen von *Macrurus* und *Hymenocephalus* nicht befremden.

Von dem oligocänen *O.* (*Raniceps*) *planus Kok.*, dem *O. ellipticus* einigermaßen ähnelt, unterscheidet sich derselbe durch die konstant weit voneinander getrennten Kollikula von Ostium und Kauda, die bei *planus* einander ganz genähert sind. Vielleicht stellt übrigens *Macrurus ellipticus* einen in der Tiefe lebenden Nachkommen von Verwandten des *Raniceps planus* dar.

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Nußdorf, Vöslau, Brunn), Mähren (Boratsch), Ungarn (Neudorf); Mio- und Pliocän von Italien.

Otolithus (Macrurus) Hansfuchsi Schub.

1905. l. c. pag. 623, Textfig. 2.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf.

Otolithus (Macrurus) Kokeni Rzeh.

cf. 1905. l. c. pag. 624.

Vorkommen: brack. Miocän von Mähren.

Otolithus (Hymenocephalus?) austriacus Schub.

1905. l. c. pag. 625, Taf. XVI, Fig. 29.

Vorkommen: Miocän von Walbersdorf (sehr selten).

Otolithus (Hymenocephalus?) labiatus Schub.

1905. l. c. pag. 626, Taf. XVII, Fig. 18, 21, 23.
1906. Bassoli, l. c. pag. 43, Taf. II, Fig. 31.

In seiner Otolithenarbeit (1891, l. c. pag. 166) sagt Koken „Im Miocän von Baden etc. kommen Otolithen vor, welche vollkommen zwischen Gadiden und *Halieutaea* (Malthiden) vermitteln, so daß ich nicht mit Sicherheit entscheiden kann, welcher von beiden im System so weit getrennten Gruppen sie angehören.“ Unter den mir von Prof. Koken zum Vergleich geliehenen Otolithenskizzen fand ich bei einer Skizze der rezenten *Halieutaea stellata* auch die Zeichnung einer als ? *Halieutaea* aus dem Badener Tegel bezeichneten Form, die mit meinem *Otolithus labiatus* wohl sicher identisch sein dürfte. Sowohl die Skizze von *Halieutaea* als die Vaillantsche Abbildung des Otolithen von *Hymenocephalus longifilis* sind einigermaßen schematisiert und nicht ganz klar. Gleichwohl scheint mir dieser Otolith auch jetzt noch, und zwar besonders wegen seiner Verwandtschaft mit *O. ellipticus* eher zu den Macruriden (also Tiefseegadiden) als zu *Halieutaea* zu gehören.

Vorkommen: Miocän von Mähren, Niederösterreich; Pliocän von Italien (Bassoli).

Ophidiidae (Schlangenfische).

Otolithus (Fierasfer) nuntius Koken.

(Taf. V, Fig. 43 u. 44.)

1891. l. c. pag. 99, Taf. VI, Fig. 2 u. 2*a*.

Im niederösterreichischen Miocän fand ich zwei Otolithen, die ich von der mitteloligocänen Art nicht zu trennen vermag. Die Gestalt ist beiderseits zugespitzt mit ganz oder fast flacher Innen- und stark gekrümmter Außenseite.

Auf der Innenseite ist der Sulcus acusticus sehr seicht, eigentlich nur durch die mehr minder scharf markierten Umgrenzungslinien an-

gedeutet, wodurch diese sowie die folgende Art an die Otolithen von *Phycis tenuis* erinnert, was jedoch weniger durch eine engere Verwandtschaft als durch analoge Einflüsse (Tiefsee — schmarotzende Lebensweise) bedingt sein dürfte. Der kleinere Otolith mit stärker umrandetem Sulcus zeigt eine dorsale Abflachung, während der größere ganz eben ist.

Die Außenseite ist besonders bei dem größeren Otolithen durch einige vom Dorsal- wie Ventralrande gegen die Mitte zu konvergierende Furchen durchzogen.

Länge . . .	1·8—3·4	*mm*
Breite . . .	1·0—2·8	„
Dicke . . .	0·5—0·9	„

Vorkommen: Miocän von Grinzing, Perchtoldsdorf und Vöslau; Mitteloligocän Deutschlands (Koken).

Otolithus (Fierasfer) posterus Koken var.

(Taf. V, Fig. 45.)

1891 l. c. pag. 100, Taf. VI, Fig. 6 u. 6*a*.
1906. Bassoli, l. c. pag. 45, Taf. I, Fig. 36.

Ähnlich der vorhergehenden Art, nur nicht beiderseits zugespitzt, sondern „gleichmäßiger abgerundet", beziehungsweise nur nach einer Seite (nach hinten) zu verlängert. Dem Umriß nach scheinen daher diese kaudalwärts verlängerten Otolithen des österreichischen Miocäns von *posterus* einigermaßen verschieden, aber der Umriß des eigentlichen Otolithen ist auch bei den miocänen Exemplaren gerundet und die Verlängerung nur ein sehr variabler Fortsatz der Außenseite; außerdem erwähnt Koken von dieser Form, er habe mehrere Exemplare zwar ohne Fundortangabe, aber mit typischen Arten des österreichischen Miocäns zusammen erhalten. Ich glaubte daher diese Form mit Recht mit der oberoligocänen spezifisch identifiziert zu haben.

Der Sulcus ist ähnlich wie bei *F. nuntius*, auch Form und Skulptur der Außenseite, nur stärker gewölbt und schwächer sowie unregelmäßiger skulpturiert.

Länge . . .	4—5·0	*mm*
Breite . . .	2—2·8	„
Dicke . . .	1—1·2	„

Vorkommen: Miocän von Grinzing, Vöslau und Kienberg; Oberoligocän Deutschlands (Koken); Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli).

Die italienischen Exemplare, die ich bei Herrn Bassoli sah, sind kaudalwärts noch etwas mehr verlängert, doch gehören sie wohl sicher in den nächsten Formenkreis dieser Art.

Otolithus (Fierasfer?) boratschensis n. sp.

(Taf. V, Fig. 27 u. 28.)

Ich habe unter diesem Namen zwei einigermaßen verschiedene Otolithen zusammengefaßt, die ich nach ihrem Sulcus als zu den

Ophidiiden gehörig auffassen und in die Verwandtschaft von *Fierasfer* stellen möchte. Fig. 28, die ich als den Typus auffasse, ist länglich, oval, doch vorn und vermutlich auch hinten zugespitzt. Die Innenseite ist fast eben, doch gegen den Dorsalrand zu etwas abfallend, der Sulcus acusticus länglich oval von einer kollikularen Bildung erfüllt.

Die Außenseite ist glatt, im ventralen Teil auffällig verdickt und gegen den Ventralrand scharf abfallend, die Ränder nicht gekerbt oder gezackt.

Fig. 27 halte ich für ein Jugendexemplar des Fig. 28 dargestellten Otolithen, da die zugespitzte Gestalt und die Form des Sulcus acusticus soweit miteinander übereinstimmen, daß die geringen Unterschiede auf ein verschiedenes Alter zurückführbar scheinen. Die Außenseite ist gleichmäßig flach gewölbt.

Länge	. . .	2·0— etwa 4·7 *mm*
Breite	. . .	1·0—1·9 *mm*
Dicke	. . .	0·4—0·9 „

Vorkommen: Boratsch (Mähren).

Otolithus (Ophidiidarum) occultoides n. sp.

(Taf. V, Fig. 57 u. 58.)

Der Umriß ist im ganzen oval, doch vorn (?) etwas verbreitert, hinten (?) zugespitzt. Der Sulcus ist klein, etwa elliptisch und von einem Kollikulum erfüllt. Die Crista superior ist deutlich ausgeprägt, desgleichen die darüber befindliche Area.

Die Außenseite ist stark gewölbt und glatt, die Ränder nicht gekerbt und hierdurch sowie die gedrungenere Gestalt unterscheidet sich diese Form am auffälligsten von dem meines Erachtens nächstverwandten *Otolithus (Ophidiidarum) occultus Kok.* (1891, pag 104, Taf. VI, Fig. 1) aus dem deutschen Unter- und Mitteloligocän.

Über die systematische Stellung dieses Otholithen vermag ich leider auch nichts Bestimmtes zu sagen. Koken vermutete „seine Zubehör zu den Ophidiiden oder Macruriden". Die letzteren möchte ich nach meinen Erfahrungen ausschließen und diesen Otolithen vorläufig zu den Ophidiiden stellen.

Länge	. . .	3·0—4·0 *mm*
Breite	. . .	1·8—2·3 „
Dicke	. . .	1·0—1·2 „

Vorkommen: Boratsch (Mähren).

Otolithus (Brotulidarum) Pantanellii Schub. et Bass. nov. sp.

(Taf. V, Fig. 31—34.)

O. (Ophidium) Pantanellii Bass. et Schub. Bassoli, l. c. pag. 43, Taf. I, Fig. 41 u. 42.
O. (Ophidium) appendiculatus Bass. l. c. pag. 43, Taf. I, Fig. 37 u. 38.

Der Umriß ist im wesentlichen oval, doch vorn und hinten mehr oder minder zugespitzt. Die Innenseite ist konvex und enthält in der Mitte den mäßig breiten horizontalen Kaudalteil des Sulcus

acusticus, dessen Ventralrand nur wenig gebogen gegen den Vorderrand, dessen Dorsalrand jedoch unter einem scharfen (fast 90°) Knick gegen den Dorsalrand zu verläuft. Der ganze Sulcus ist mit kollikularen Bildungen erfüllt, eine Crista inferior bisweilen recht scharf, eine Crista superior und Area nur auf kurze Strecken bei einzelnen Exemplaren ersichtlich.

Die Außenseite ist gewölbt, glatt oder von unregelmäßigen Runzeln und Furchen durchzogen, die unregelmäßige Vorsprünge an dem gewöhnlich glatten ungekerbten Dorsalrande verursachen. Auf solche vereinzelte Exemplare (3 unter 133 vom Monte Gibio), wie ich eines auf Taf. V, Fig. 34 darstellte, hat Herr Bassoli eine eigene Form *O. appendiculatus* gegründet, was meiner Ansicht nach nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht.

Betreffs der systematischen Stellung habe ich eine andere Ansicht als Dr. Bassoli. Dieser hält diese Form für ein *Ophidium*, weil der Otolith besonders wegen der eigenartigen Aufbiegung des Oberrandes des Sulcus mit *Oph. barbatum* übereinstimme. Soviel ich wahrnahm, stimmt weder unser *O. Pantanellii*, und also auch Bassolis *O. appendiculatus*, noch sein *O. pulcher*, *magnus* und *parvulus* derart mit *Ophidium barbatum*, daß seine generische Bezeichnung gerechtfertigt wäre, sondern lediglich sein *O.* (*Ophidium*) *saxolensis*. Die eigenartige Ausbildung des Sulcus acusticus findet sich vielmehr bei Brotuliden. Ich habe von Tiefseebrotuliden die Otolithen von *Mixonus caudalis Trojan* und *Leucicorus lusciosus Trojan* durch die Freundlichkeit des Herrn Dr. Trojan in Prag (zoolog. Institut der Universität) vergleichen können und bei beiden ganz ähnliche Verhältnisse gefunden. Im Mittelmeer kommen von Brotuliden nebst der seltenen *Bellotia* zwei Arten von *Pteridium* vor und ich vermute, daß *O. Pantanellii* zu dieser Gattung, deren Otolithen ich bisher leider noch nicht untersuchen konnte, gehören könnte.

Koken hat 1888 einen ähnlichen Otolithen als *O.* (*Conger*) *brevior* aus dem amerikanischen Alttertiär beschrieben und in der Tat zeigen auch zwei Otolithen des rezenten Mittelmeeraales, die ich besitze, ähnliche Verhältnisse betreffs des Sulcus wie die Brotuliden, so daß die Otolithen dieser beiden Typen einander recht ähnlich zu sein scheinen.

Länge . . .	5·4—9·5 (1·7)	*mm*
Breite . . .	3·6—5·8 (1·2)	„
Dicke . . .	1·2—2·3 (0·5)	„

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Perchtoldsdorf, Niederleis), Mähren (Kienberg), Mio- und Pliocän von Italien (Bassoli).

Otolithus (*Brotulidarum?*) *Rzehaki n. sp.*

(Taf. V, Fig. 41.)

Von der vorgehenden Art ist dieser Otolith durch den sehr breiten Sulcus acusticus, der aber sonst dem von *O. Pantanellii* ähnelt und den stark vertieften Dorsalteil der Innenseite unterscheiden.

Vorkommen: Pausram (Alttertiär?).



Otolithus (Brotulidarum?) niederleisensis sp. nov.

(Taf. V, Fig. 35.)

Der Umriß ist oval, der Sulcus acusticus erinnert an den der beiden vorgehenden Otolithen, unterscheidet sich jedoch durch die nicht so stark verbreiterte Form des ostalien Teiles nicht unwesentlich. Doch kenne ich zurzeit keine Familie, an welche dieser Otolith mit mehr Berechtigung anzuknüpfen wäre.

Vorkommen: Miocän von Niederleis.

Pleurnectidae (Plattfische).

Otolithus (Solea) subvulgaris n. sp.

(Taf. V, Fig. 53—55.)

Umriß elliptisch bis vierseitig mit mehr minder gerundeten Ecken, Innenseite etwas gewölbt, Außenseite etwas querkonkav.

Der geschlossene längliche Sulcus acusticus liegt in der Mitte zwischen Dorsal- und Ventralrand und ist dem Vorderrande etwas genähert, scheint auch an manchen Stücken in diesen überzugehen. Er ist von einem Wulste umgeben, auf welchen eine schmale vertiefte Zone folgt.

Die Außenseite ist glatt, im kranialen Teile etwas verdickt, wodurch die etwas querkonkave Gestalt bedingt ist.

Diese Form gehört in die Verwandtschaft der rezenten *Solea vulgaris* und ähnelt von den fossilen Otolithen am meisten Kokens *Solea approximata*, mit der sie die für *Solea* bezeichnenden Merkmale teilt. Gleichwohl unterscheidet sie sich durch die längliche Gestalt und auch die Form des Sulcus von dieser Art.

Länge der österr. Otolithen:	1·6—1·9 *mm*	(ein jung. Ex. 1·1 *mm*)
Breite „ „ „	1·1—1·6 „	(„ „ „ 0·9 „)
Dicke „ „ „	0·3—0·5 „	

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Vöslau, Traiskirchen) und Mähren (Pulgram bei Saitz).

Otolithus (Solea) Kokeni Bass. et Schub. n. sp.

(Taf. VI, Fig. 8.)

1906. Bassoli, l. c. pag. 46, Taf. II, Fig. 4 (non 3).

Umriß etwas verlängert, Dorsalrand etwas winklig geknickt, Kaudalrand ausgehöhlt, der Ventralrand sanft gerundet. Der Sulcus ist geschlossen, ähnlich dem der vorhergehenden Art.

Die Außenseite ist etwas querkonkav, glatt.

Diese Form schließt sich am besten an die Otolithen der rezenten *Solea lascaris* an, der sie im Umriß, auch Ausbildung des Sulcus soweit entspricht, daß ihre Stellung zu *Solea* gesichert scheint.

Länge . . . 2·6 *mm*
Breite . . . 1·8 „
Dicke . . . 0·3 „

(im italienischen Miocän mit etwas kleineren Ausmaßen).

Vorkommen: Miocän von Vöslau; von Italien (Bassoli).

Bei Bassoli ist irrtümlich Fig. 3 statt Fig. 4 als *Solea Kokeni nob.* bezeichnet. Der von ihm Fig. 3 abgebildete Otolith ist derjenige, welchen wir als *patens* bezeichneten, da sowohl das italienische Exemplar als auch besonders ein von mir in Nußdorf gefundenes einen auffällig weiten, vorn offenen Sulcus acusticus aufwiesen, der jedoch vermutlich durch Korrosion am Vorderrande so erweitert worden war.

Ich habe mein Exemplar verloren und da der Otolith ja doch wohl keine genügend abgegrenzte Art repräsentiert, begnüge ich mich hier mit dem kurzen Hinweis darauf. Er dürfte überdies in die nahe Verwandtschaft von *O.* (*Solea*) *Kokeni* gehören.

Otolithus (*Solea*) *latior n. sp.*

(Taf. VI, Fig. 12—14.)

Der Umriß ist fast trapezförmig, doch mit mehr minder gerundeten Seiten und Ecken, beiderseits etwas gewölbt. Sonst erinnern diese Otolithen an die von *subvulgaris*, mit der sie im wesentlichen auch in Gestalt und Ausbildung des Sulcus acusticus übereinstimmen, nur daß dieser bisweilen mehr gegen den Dorsalrand zu gebogen ist. Ich war auch bei der Veränderlichkeit im Zweifel, ob ich sie abtrennen solle. Doch sind sie auffällig breiter als die von *Solea Kokeni* und am Vorderrande schräg abgestutzt, welch beide Eigenschaften an die Otolithen der rezenten *Solea lutea* erinnern, so daß ich glaube, daß diese, wenngleich nicht stets ganz scharf durchführbaren Unterschiede auf eine nahe verwandte Art zurückzuführen sind.

Größendimensionen gleich oder etwas größer als die der Vöslauer Exemplare von *S. Kokeni*.

Länge . . . . 1·8—2·3 *mm*
Breite . . . . 1·6—2 „
Dicke . . . . 0·5 *mm*

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Otolithus (*Solea*) *tenuis n. sp.*

(Taf. VI, Fig. 9.)

Ein dünner Otolith, der vermutlich einer *Solea* angehört haben dürfte. Der Umriß ist im ganzen elliptisch, doch nach rückwärts allmählich, nach vorn rascher zugespitzt, wodurch sich diese Form von den übrigen leicht unterscheiden läßt.

Die Innenseite ist fast flach, der Sulcus nach vorn verbreitert, nach hinten zu verschmälert und dem Vorderrande genähert. Er ist wenig vertieft, von einem großen ostialen und kleineren kaudalen

Kollikulum ausgefüllt und von einer vorn verschwindenden Umwallung umgeben, auf welche eine vertiefte Zone folgt.

Die Außenseite ist glatt und etwas gewölbt.

Länge	1·3 *mm*
Breite	1·0 „
Dicke	0·2 „

Vorkommen: Miocän von Neudorf.

Otolithus (*Solea*) *subglaber n. sp.*

(Taf. VI, Fig. 19—26.)

Der Umriß dieses in Vöslau nicht seltenen Otolithen ist einigermaßen variabel: seine obere Hälfte von dem meist horizontalen Dorsalrande nach vorn und hinten ziemlich kantig abgesetzt, die ventrale dagegen sanft gerundet, selten ist der ganze Umriß bis auf ein vorspringendes Rostrum oder Antirostrum elliptisch.

Die stark gewölbte Innenseite trägt in der Mitte den mit dem Vorderrande in Verbindung stehenden Sulcus acusticus, der zumeist recht gut Ostium und Kauda angedeutet besitzt. Zumeist lagern in seiner ganzen Länge kollikulare Bildungen, so daß der Sulcus kaum vertieft erscheint; doch fehlen dieselben bisweilen im ostialen Teile infolge von Korrosion, wohl auch in der ganzen Länge, wobei dann der Sulcus acusticus breit und vertieft erscheint. Von einer eigentlichen Excisura ostii kann man nicht reden, ein Rostrum ist jedoch zumeist angedeutet, bisweilen sogar scharf ausgebildet.

Die Außenseite ist glatt und vorn zwar mehr minder verdickt, doch deutlich konkav, welcher Umstand im Vereine mit der gekrümmten Innenfläche des Otolithen diesen leicht erkennbar macht. Diese Eigenschaft war für mich wichtig, als ich erwog, ob dieser Otolith nicht etwa mit *Otolithus* (*Solea*) *lenticularis Koken* aus dem Oberoligocän von Kassel identisch sei; denn wenngleich die Beschreibung, die Koken 1884 (l. c. pag. 548, 549) von diesem Otolithen gab, auf die Vöslauer Otolithen nicht anwendbar schien, glaubte ich doch anfangs auf Grund der Abbildung und bei Berücksichtigung der Variabilität an eine mögliche Identität.

Über die generische Zugehörigkeit bin ich noch nicht ganz im klaren, doch glaube ich, daß der nicht umwulstete, durch Kollikula fast ganz ausgefüllte Sulcus derart mit *O.* (*Solea*) *lenticularis* und *O.* (*Solea*) *glaber K.* stimmt, daß ich diesen Otolithen auf *Solea* zu beziehen berechtigt bin.

Länge	1·9—2·9 *mm*	(eines besonders großen von Kienberg 4·6 *mm*)
Breite	1·2—1·9 „	(„ „ „ „ „ 4·0 „)
Dicke	0·3—0·5 „	(„ „ „ „ „ 1·5 „)

Vorkommen: Miocän von Vöslau und Kienberg.

Otolithus (Pleuronectes) sectoroides sp. nov.

(Taf. V, Fig. 56.)

Der Umriß des einzigen bisher bekannten Otolithen ist etwa rhombisch mit gerundeten Ecken und einem Einschnitt am vorderen Rande. Die Innenseite ist sehr flach gewölbt und trägt in der oberen Hälfte einen so schwach ausgeprägten Sulcus, daß derselbe bei der photographischen Reproduktion fast gar nicht wahrnehmbar ist. Er schließt sich aber in seiner Ausbildung derart demjenigen von *Otolithus (Platessa) sector Koken* aus dem nordamerikanischen und deutschen Alttertiär an (cf. Koken 1888, Taf. XVII, Fig. 14—16, 1891, Taf. I, Fig. 4), daß die zitierten Figuren, besonders die letzte, auch für die miocäne Form passen. Er ist durch eine Aufbiegung des ventralen Randes in einen gerundeten kaudalen und vorn aufgebogenen, vom Vorderrande getrennten ostialen Teil geschieden.

Die Außenseite ist in der dorsalen Hälfte verdickt, der Ventralrand zugeschärft.

Die Übereinstimmung mit dem alttertiären *O. sector* und den von Koken abgebildeten Otolithen des rezenten *Pleuronectes (Platessa) flesus* ist so groß, daß bei der Variabilität besonders der Pleuronectidenotolithen für die spezifische Abgrenzung des miocänen Otolithen von *O. sector* nicht sowohl die verbreiterte Gestalt und die Einkerbung am Vorderrande als vielmehr Bedenken betreffs des geologischen Alters maßgebend waren.

Länge	3·4	*mm*
Breite	3·4	„
Dicke	0·6	„

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Otolithus (Pleuronectidarum) aff. acuminatus Koken.

(Taf. V, Fig. 47.)

1891. *O. (Pleuronectidarum) acuminatus Koken.* l. c. pag. 107, Taf. V, Fig. 12.
? 1893. *O. (Ophiidarum) sinister Proch.* Seelowitz, l. c. pag. 80, Taf. III, Fig. 12.
1896. *O. (Pleuronectidarum) acuminatus Koken.* Bassoli, l. c. pag. 47, Taf. II, Fig. 5 u. 6.

Der Umriß dieses in dem österreichischen Tertiär seltenen Otolithen ist elliptisch, doch nach vorn etwas zugespitzt. Beide Seiten sind etwas gewölbt.

Der Sulcus ist langgestreckt, stark vertieft, doch mit einer kollikularen teilweise ausgefüllt, eine Verbindung mit dem Vorderrande angedeutet. Der Dorsalteil erscheint als Depression.

Die Außenseite ist besonders im Ventralteile gewölbt und fast glatt.

Ich war eine Zeitlang im Zweifel, ob ich diese Form mit dem mitteloligocänen *O. acuminatus* spezifisch vereinen soll; doch finde ich keine durchgreifenden Unterschiede. Die geringen Unterschiede kommen um so weniger in Betracht, als diese Form im italienischen Miocän ziemlich variiert, namentlich teilweise sehr zugespitzt ist.

Otolithus sinister Prochazka möchte ich, soweit dessen unzureichende Abbildung und Beschreibung zuläßt, in den Formenkreis dieser Art stellen. Prochazka stellt seinen *O. sinister* zu den Ophidiiden (siebenmal schreibt er übrigens, soviel ich bei flüchtiger Durchsicht sah, Ophiididen und nur einmal, offenbar als Schreibfehler, die richtige Form Ophidiiden).

Und die Ähnlichkeit dieses Otolithen mit — *O. (Ophidiidarum) occultus* — *occultoides*, *hybridus*, *marchicus*, *saxonicus* macht dies auch erklärlich; doch gebrauche ich vorläufig, solange nicht die systematische Stellung auf Grund rezenter Otolithen zweifellos gesichert ist, die Kokensche Bezeichnung. Allerdings ist *O. sinister* nicht so zugespitzt wie *acuminatus*. Doch könnte dies mit einem ungünstigeren Erhaltungszustand zusammenhängen, wie auch seine Angabe, „gegen den Dorsalrand zu laufen weiße Adern, sonst ist die Außenseite glatt und mattglänzend", für einen nicht intakten Erhaltungszustand spricht.

In den Größenausmaßen stimmen die österreichischen Otolithen ungefähr (für „*O. sinister*" gibt Prochazka 1·5 *mm* Länge — im deutschen Text fälschlich 15 *mm* — an), während die italienischen die Ausmaße des oligocänen erreichen und noch übertreffen.

Länge	des	abgebildeten	Otolithen	2·3 *mm*
Breite	„	„	„	1·1 „
Dicke	„	„	„	0·5 „

Vorkommen: Miocän von Niederösterreich (Perchtoldsdorf und Vöslau), Mähren (Seelowitz, „*O. sinister*"); von Italien (Bassoli); Mitteloligocän Deutschlands (Koken).

Otolithus (Rhombus?) minor sp. nov.

(Taf. V, Fig. 36.)

Der Umriß ist im großen und ganzen elliptisch, doch vorn und hinten etwas zugespitzt oder mehr minder schräg abgestutzt, der Dorsalrand fein gekerbt.

Der Sulcus acusticus verläuft ziemlich in der Mitte der Innenseite, ist wenig scharf ausgeprägt und seicht. Eine Trennung in Ostium und Kauda ist nicht deutlich wahrnehmbar.

Die Außenseite ist gehöhlt, in dem bisweilen durch eine Anschwellung markierten Mittelpunkt laufen allerdings meist wenig deutlich ausgeprägte radiale Rinnen zusammen.

Nach der Ähnlichkeit mit den recht variablen Otolithen von *Rhombus maximus* stellte ich diese Form vorläufig zu *Rhombus*.

Länge	4·0 *mm*
Breite	2·5 „
Dicke	0·5 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Otolithus (Rhombus?) rhenanus Koken.

(Taf. VI, Fig. 15.)

1891. l. c. pag. 107, Taf. V, Fig. 11.

Umriß verlängert, vorn etwas zugespitzt, hinten schräg abgeschnitten. In der Mitte der Innenseite erstreckt sich der lange, deutlich vertiefte Sulcus, dessen Trennung in Ostium und Kauda durch eine schwache Einschnürung angedeutet ist. Beiderseits wird der Sulcus, namentlich im mittleren Teile von ziemlich scharfen Leisten begleitet. Gegen den Vorderrand zu ist er etwas seicht, doch entspricht er im wesentlichen den von Koken an *O. rhenanus* beschriebenen und abgebildeten Eigenschaften, so daß ich von der spezifischen Gleichheit überzeugt bin.

Die Außenseite ist im ganzen flach und unregelmäßig vertieft.

Ich habe gleich Koken zu *Rhombus* ein Fragezeichen gesetzt, da auch ich keinen lebenden *Rhombus* kenne, mit dessen Otolithen *O. rhenanus* übereinstimmen würde. Doch möchte ich weniger eine Zwischenstellung zwischen *Rhombus* und *Solea* als eher zwischen *Rhombus* und *Citharus* annehmen.

Länge des österr. Exemplars 3 *mm*
Breite " " " 2 " } (des Kokenschen Otolithen nach
Dicke " " " 0·5 " } der Abbildung etwa 5 *mm*).

Vorkommen: Miocän von Vöslau; Mitteloligocän Deutschlands (Koken).

Otolithus (Phrynorhombus?) Bassolii sp. nov.

(Taf. IV, Fig. 53.)

Ein kleiner Otolith von fast dreiseitigem Umriß, der lebhaft an die Otolithen von Trigla erinnert. Doch ist der in der Mitte der Innenseite gelegene Sulcus in seiner ganzen Länge von einer kollikularen Bildung ausgefüllt, eine Eigenschaft, die ich bei Trigliden, trotzdem ich mehrere Arten kenne, nie fand, die aber bei Pleuronectiden nicht selten ist. Ich wählte als wenigstens provisorischen Gattungsnamen *Phrynorhombus*, weil zwei Otolithen des rezenten *Phrynorhombus unimaculatus*, die ich vor einigen Jahren selbst in Triest bestimmte und herauspräparierte, im Umriß und Ausbildung des Sulcus recht gut mit dem vorliegenden Otolithen stimmen.

Der Dorsalteil der Innenseite ist vertieft, im vorderen Teile des Sulcus ist auch eine Crista superior deutlich ausgeprägt. Auch der Verlauf der Ventrallinie ist ersichtlich.

Die Außenseite ist glatt, flach gewölbt.

Länge . . . . . 1·6 *mm*
Breite . . . . . 1·3 "
Dicke . . . . . 0·3 "

Vorkommen: Miocän von Brunn am Gebirge.

Otolithus (Pleuronectidarum) splendens sp. nov.

(Taf. VI, Fig. 10 u. 11.)

Der Zugehörigkeit dieses Otolithen zu den Pleuronectiden glaube ich infolge der Gestalt des Sulcus sicher zu sein, über die generische Stellung bin ich jedoch bisher noch im unklaren. Durch den Umriß unterscheidet er sich von den übrigen bisher bekannten Otolithen dieser Familie; der Vorderrand ist nach oben abgeschrägt und ein Rostrum deutlich ersichtlich, der Ventralrand weist eine nach hinten zu gelegene Knickung auf, der Dorsalrand ist horizontal, der Hinterrand abgeschrägt, doch nicht so spitz wie der Vorderrand.

Der Sulcus ist umwulstet, schmäler bei den jüngeren, breit bei einem alten Exemplar, nach dem Vorderrande zu offen mit einer, wenn auch schwachen, doch bei allen drei mir bisher vorliegenden Exemplaren bemerkbaren Aufbiegung nach oben, was mich an *Hippoglossus* erinnert, während ich sonst keine Anklänge an die Otolithen dieser Gattung fand.

Außenseite bei den jüngeren Otolithen mäßig gewölbt, bei den älteren mit deutlichem Umbo.

Länge	1·9—2·3 *mm*
Breite	1·3—1·9 „
Dicke	0·4—0·7 „

Vorkommen: Miocän von Vöslau.

Otolithen, deren systematische Stellung unbekannt ist. („Incertae sedis").

Otolithus (inc. sed.) lunaburgensis Koken.

(Taf. IV, Fig. 33 *a*, *b*.)

1891. *O. (inc. sedis) lunaburgensis Kok.* l. c. pag. 137, Textfig. 26.
1893. *O. (inc. sedis) bellus Proch.* „Seelowitz", pag. 85, Taf. III, Fig. 9.

Der Umriß ist im ganzen oval, doch ist der Ventralrand stärker gerundet als der Dorsalrand. Die Innenseite ist mäßig gewölbt, das Ostium öffnet sich breit gegen die vom Ober- und Vorderrand gebildete Ecke, wobei sich der Oberrand des Sulcus acusticus fast rechtwinklig nach aufwärts biegt, die Kauda verläuft etwas schräg nach rück- und abwärts.

Die Außenseite ist querkonkav und läßt nebst konzentrischen Anwachsstreifen zahlreiche feine, von etwa der Mitte des Dorsalrandes ausstrahlende, im ganzen radiale, doch auch miteinander verbundene Linien wahrnehmen.

Von *Otolithus bellus* sagt Prochazka, er erinnere an *O. umbonatus Koken*, ich habe ihn mit *O. lunaburgensis Kok.* identifiziert, da sich dieser nach Koken von *umbonatus* durch die „Vorbiegung der ventralen Hälfte der Vorderseite unterscheidet, ein geringes, aber leicht ersichtliches Merkmal", das auch *bellus* aufweist.

Als geologische (miocäne) Mutation des oligocänen *O. umbonatus* dürfte jedoch *O. lunaburgensis* kaum aufzufassen sein, da er auch im

Alttertiär von Pausram und anderseits *O. umbonatus* im italienischen Miocän vorkommt.

Länge	8·0—1·3 *mm*
Breite	5·5—8·5 „
Dicke	1·5—2·0 „

Vorkommen: Miocän von Mähren (Seelowitz), von Deutschland (Koken); Alttertiär von Pausram.

Ich vermute, daß dieser Otolith gleich *umbonatus* auf *Beryx* zu beziehen ist, konnte aber die Otolithen dieser Gattung noch nicht untersuchen.

Otolithus (*inc. sed.*) *solitarius Rzehak.*

(Taf. V, Fig. 60.)

1893. l. c. pag. 185, Taf. II, Fig. 30.

Der Otolith „ist flach und dünn, oval gestaltet, nach vorn zugespitzt, rückwärts deutlich abgestutzt. Der Sulcus ist deutlich in Ostium und Kauda gegliedert, die letztere ist sanft gekrümmt und verflacht sich nach rückwärts ohne ein deutliches Ende. Die Crista superior ist deutlich, doch weniger kräftig als bei der vorigen Form; auch die Area ist etwas seichter. Die Ventralfurche ist nicht sichtbar. Die Oberfläche ist auf der Innen- und Außenseite fast vollkommen glatt“.

Länge	2·0 *mm*
Höhe	1·6 „

Vorkommen: Eibenschitz.

Otolithus (*inc. sedis*) *crassirostris Rzehak.*

(Textfigur 2 *a* u. 2 *b*.)

1893. l. c. pag. 185, Taf. II, Fig. 19.

Der Umriß ist halbmondförmig mit zugespitztem Vorder- und abgestumpftem Hinterende; der Oberrand zeigt einen kräftigen, lappenartigen Vorsprung, der Ventralrand ist ziemlich gleichförmig gebogen. Der Sulcus ist seicht, aber breit, Ostium und Kauda nicht

Fig. 2.



Fig. 2*a*.



Fig. 2*b*.

deutlich gesondert. Die Cristae sind deutlich, die obere dem Oberrande sehr stark genähert. Das Rostrum ist auffallend kräftig. Die Oberfläche ist beiderseits glatt, auf der Außenseite deutliche Anwachsstreifen zeigend.

Länge	4·5 *mm*
Höhe	2·3 „

Vorkommen: Eibenschitz.

Otolithus (*inc. sed.*) *curvirostris Rzehak.*

(Textfigur 3 *a* u. 3 *b*.)

1893. l. c. pag. 185, Taf. II, Fig. 18.

Der Umriß ist oval, mit einem stark vorspringenden, schnabelförmig gekrümmten Rostrum. Der Oberrand ist glatt, mitunter schwach gekerbt, seltener mit einigen weniger kräftigen Kerben und Vorsprüngen versehen. Der Unterrand ist nahezu halbkreisförmig gebogen und ungekerbt. Der Sulcus ist in Ostium und Kauda gegliedert, das

Fig. 3.

Fig. 3 *a*. Fig. 3 *b*.

erstere ziemlich groß, die letztere verhältnismäßig kurz und im rückwärtigen Teile etwas nach abwärts gekrümmt. Kollikula sind nicht vorhanden. Die Crista superior ist sehr deutlich, ebenso die Area, die oft stark vertieft erscheint. Dem Ventralrande parallel läuft eine deutliche Furche. Die Außenseite ist schwach konvex und glatt, nur mit einzelnen Anwachsstreifen und undeutlichen Furchen versehen.

Länge . . . . . 2·5 *mm*
Höhe . . . . . 2·0 „

Vorkommen: Eibenschitz.

Der Vollständigkeit halber habe ich auch *O. lunaburgensis Kok.* und die drei von Rzehak aus den brackischen *Oncophora*-Schichten von Eibenschitz beschriebenen Otolithen aufgenommen, obwohl ihre systematische Stellung bisher unbekannt ist und mir von den drei letzteren keine Exemplare vorlagen. Ich begnügte mich daher auch bei diesen vorläufig mit der Wiedergabe der von Rzehak gegebenen Beschreibungen. Prochazka hat in seinen faunistischen Arbeiten über das österreichische Tertiär mehrfach Otolithen *inc. sedis* angeführt, 1895/1900 l. c., pag. 83, Fig. 7 auch einen *Otolithus* (*inc. sed.*) *formosus* beschrieben und abgebildet, über den ich jedoch bisher noch nicht im klaren bin.

C. Faunistische Bemerkungen über die Lokalitäten, aus denen Otolithen untersucht wurden.

Alttertiär.

Aus älteren als miocänen Schichten kenne ich bisher, abgesehen von einem schlecht erhaltenen Otolithen aus dem istrischen Mitteleocän von Albona, nur die im nachstehenden angeführte Fauna von Pausram in Mähren, die mir Herr Professor Rzehak in Brünn freundlichst zur Durchsicht überließ:

Otolithus (*Percidarum*) *opinatus Pr.*
„ (*Beryx?*) *aff. lunaburgensis K.*
„ (*Berycidarum?*) *major Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ (*Scopelus*) *aff. mediterraneus K.*
„ (*Brotulidarum?*) *Rzehaki Sch.*
„ (*Raniceps*) *latisulcatus var. pausramensis Sch.*
„ (*Macrurus*) *aff. ottnangensis Sch.*
„ (*inc. sed.*) *sp. nov.*

Nun wurde ja bekanntlich das alttertiäre Alter des Pausramer Mergels einst stark angezweifelt und wenn man nach der durch die vorliegenden Otolithen vertretenen Fischfauna zur Altersfrage Stellung nehmen sollte, so sprächen allerdings mehr Gründe für ein neogenes als für ein paläogenes Alter, denn mit Ausnahme des als neu nicht in Betracht kommenden *O. Rzehaki* und der Abart des im Oligocän häufigen, aber auch bis ins Pliocän verfolgten *O. latisulcatus* sind die übrigen Formen nur aus miocänen Schichten bekannt. Doch müssen erst weitere Untersuchungen von zweifellosen otolithenführenden Oligocän- und Eocänschichten ergeben, inwieweit die oligocänen Otolithen mit denen der miocänen Sande und Tegel übereinstimmen.

Miocän (II. Mediterranstufe).

Niederösterreich: Enzesfeld.

In der paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Hofmuseums befinden sich von dieser Lokalität folgende Otolithen:

? *Otolithus* (*Percidarum*) *sp.*
„ (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *pulcher Pr.?*
„ (*Clupea*) *sp.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*

Vöslau.

Dank der überaus sorgfältigen Durchforschung dieser Lokalität durch Herrn Dr. med. Hans Maria Fuchs in Vöslau ist dieselbe, was Otolithen anbelangt, die am besten bekannte und wahrscheinlich infolgedessen bisher reichhaltigste des österr.-ungar. Tertiärs. Das Material ist nach Dr. H. M. Fuchs ein feiner Sand[1]) — Sandlinse zwischen dem blauen und gelben Tegel — in dem im Gegensatz zu Steinabrunn Foraminiferen auffällig zurücktreten. Der Charakter der Fischfauna ist durch die so dominierenden Grundeln, Barsche, Brassen und Schollen

[1]) Wohl größtenteils der feine gelbliche Sand, von dem M. Hörnes 1850 (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. I. Bd., pag. 675) spricht.

der einer küstennahen Ablagerung, womit sich jedoch die häufigen pelagischen *Scopelus*-Formen ganz gut in Einklang bringen lassen. Bisher kann ich folgende Formen anführen:

Otolithus (Serranus) Noetlingi K.
„ *(Dentex) aff. nobilis K.*
„ „ *simplex Sch.*
„ *(Percidarum) opinatus Pr.*
„ *(Cantharus?) Tietzei Sch.*
„ *(Smaris?) elegans Pr.*
„ *(Box) insignis Sch.*
„ *(Chrysophris) Doderleini Sch. et B.*
„ *(Pagellus?) gregarius K.*
„ *(Sparidarum?) vöslauensis Sch.*
„ *(Sciaena) Pecchiolii Law.*
„ *(Trachinus) mutabilis K.*
„ *(Trigla) asperoides Sch.*
„ „ *rhombicus Sch.*
„ *(Cottidarum) sulcatoides Sch.*
„ *(Cepola) praerubescens Sch. et B.*
„ „ *vöslauensis Sch.*
„ *(Gobius) vicinalis K.*
„ „ *intimus Pr.*
„ „ *pretiosus P.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ *(Sphyraena) Hansfuchsi Sch.*
„ *(Atherina) austriaca Sch.*
„ *(Mugil) similis Sch.*
„ *(Mugil?) dissimilior Sch.*
„ *(Scopelus) austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ „ *mediterraneus K.*
„ „ *tenuis Sch.*
„ *(Clupea) testis K.*
„ *(Gadus) elegans K.*
„ „ „ *var. sculpta K.*
„ *(Phycis) tenuis K.*
„ *(Merlucius) praeesculentus Sch. et B.*
„ *(Macrurus) ellipticus Sch.*
„ „ *Toulai Sch.*
„ *(Hymenocephalus?) labiatus Sch.*
„ *(Fierasfer) posterus K.*
„ „ *nuntius K.*
„ *(Brotulidarum) Pantanelli Sch. et B.*
„ *(Solea) Kokeni Sch. et B.*
„ „ *subvulgaris.*
„ „ *latior Sch.*
„ *(Rhombus) rhenanus K.*
„ „ *minor Sch.*

Otolithus (*Pleuronectes*) *acuminatus* K.
„ „ *sectoroides* Sch.
„ (*Pleuronectidarum*) *splendens* Sch.
„ „ *subglaber* Sch.

Gainfahrn.

Otolithus (*Cantharus*?) *Tietzei* Sch.
„ (*Gobius*) *vicinalis* K.
„ (*Scopelus*) *austriacus* K.

Baden.

Das Vorkommen von Otolithen im Badener Tegel und dessen bathymetrischen Äquivalenten ist weitaus spärlicher als in den Küstenabsätzen. In betreff der Häufigkeit teile ich hier eine freundliche Angabe von Dr. H. M. Fuchs mit, der in 15 *kg* Tegel (aus der alten Badener Ziegelei) etwa 50 kleine Otolithen fand.

Aus dem Badener Tegel kenne ich bisher nur folgende Otolithen (sämtlich pelagische und Tiefenformen):

Otolithus (*Scopelus*) *austriacus* K.
„ „ *mediterraneus* K.
„ „ *splendidus*? Pr.
„ „ *pulcher* Pr.
„ (*Gadidarum*) *minusculus* Sch.
„ (*Phycis*) *tenuis* K.
„ (*Macrurus*) *Trolli* Sch. (1 Ex.)
„ „ *praetrachyrhynchus* Sch. (1 Ex.)
„ (*Hymenocephalus*?) *labiatus* Sch.

Aus der Soos bei Baden sah ich zahlreiche Exemplare von *Otolithus* (*Gadus*) *elegans* K.

Möllersdorf.

Auch diese Otolithenlokalität kenne ich nur nach dem im Hofmuseum befindlichen Materiale, und zwar:

Otolithus (*Box*) *insignis* P.?
„ (*Cepola*) *praerubescens* Sch. et B.
„ (*Gadus*) *elegans* K.
„ „ „ var. *planata* Sch. et B.
„ „ „ var. *sculpta* K.
„ (*Phycis*) *tenuis* K.
„ (*Macrurus*) *Toulai* Sch.
„ „ *Arthaberi* Sch.
„ „ *ellipticus* Sch.
„ (*Hymenocephalus*?) *labiatus* Sch.

Traiskirchen.

Ziegelei Theuer, von Herrn Dr. v. Troll in einem blauen Tegel gefunden:

Otolithus (*Scopelus*) *Kokeni Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ (*Gadus*) *elegans K.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
„ (*Solea*) *Kokeni Sch. et B.*

Brunn am Gebirge.

Von einer Brunnenbohrung in Brunn (III. Hof des Brauhauses, aus einer Tiefe von 220 *m*) überließ mir Dr. O. Abel freundlichst ein Stück miocänen Tegels, in dem ich folgende Otolithen fand:

Otolithus (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ (*Gonostoma?*) *aff. fragilis Pr.*
„ (*Macrurus*) *ellipticus Sch.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
„ (*Phrynorhombus*) *Bassolii Sch.*
„ (*Solea*) *sp.*

Perchtoldsdorf.

Die Aufsammlungen des Herrn Dr. O. R. v. Troll bei einer Brunnengrabung in der Sonnbergstraße lieferten bisher folgende Formen:

Otolithus (*? Box*) *insignis Pr.*
„ (*Cepola*) *praerubescens Sch. et B.*
„ (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ „ *intimus Pr.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ (*Gadus*) *elegans K.*
„ (*Merlucius*) *praeesculentus Sch. et B.*
„ (*Macrurus*) *ellipticus Sch.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
„ (*Pleuronectes*) *aff. acuminatus K.*
„ (*Fierasfer*) *nuntius K.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *mediterraneus?*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ „ *tenuis Sch.*
„ (*Brotulidarum?*) *Pantanellii Sch. et B.*

Das Material, in dem die vorstehenden Otolithen gefunden wurden, war nach der freundlichen Mitteilung des Herrn Dr. v. Troll ein blauer Tegel mit *Pleurotoma*, *Natica* und Pyramidelliden, und zwar wurden davon zwei große (Zement-) Fässer voll geschlämmt und untersucht. Die Fischfauna stimmt, soweit sie mir bisher bekannt wurde, mit der des Badener Tegels, unterscheidet sich jedoch einigermaßen durch die zahlreichen Grundeln, die auf einen Absatz des Perchtoldsdorfer Tegels in seichterem Wasser schließen lassen.

Grinzing.

Die im Naturhistorischen Hofmuseum befindliche Otolithensuite enthält von dieser Lokalität folgende Formen (eine ausgesprochene Küstenfauna):

Otolithus (*Chrysophris*) *Doderleini Sch. et B.*
„ (*Pagellus ?*) *gregarius K.*
„ (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus K.*
„ (*Sciaenidarum ?*) *dubius Sch.*
„ (*Merlucius*) *praeesculentus Sch. et B.*
„ (*Gadus*) *elegans var. sculpta K.*
„ (*Fierasfer*) *nuntius K.*
„ „ *posterus K.*

Pötzleinsdorf.

Von hier kenne ich nur *Otolithus* (*Corvina*) *gibberulus K.*

Nußdorf.

Im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt fand ich nur:

Otolithus (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *splendidus ? Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ (*Hymenocephalus ?*) *labiatus Sch.*
„ (*Solea*) *sp.*

Faunistisch entspricht diese Lokalität den Vöslauer Sanden.

Niederleis.

Unter dieser Fundortsbezeichnung befinden sich im paläontologischen Museum der Universität Wien folgende Otolithen:

Otolithus (*Sparidarum*) *sp. ind.*
„ (*Gobius*) *sp. ind.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*

Otolithus (*Scopelus*) *Kokeni Pr.*
" " *mediterraneus K.*
" " *splendidus Pr.?*
" (*Brotulidarum*) *Pantanellii Sch. et B.*
" " *niederleisensis Sch.*
" (*Macrurus*) *Arthaberi Sch. juv.?*

Nach dieser Fauna zu schließen, stammen sie aus einem Tegel von der Fazies des Badener Tegels.

(Grund.)

Von dieser Lokalität kenne ich nur *Otolithus* (*Pagellus?*) *gregarius Kok.*, ein sehr altes und abgeschliffenes Exemplar, und *Serranus Noetlingi Kok.?* Ein größeres Quantum Sand, das ich auf Otolithen untersuchte, erwies sich als in dieser Hinsicht völlig leer. Da darin auch sehr zarte Bivalven und Gastropoden erhalten sind, kann der Mangel an Otolithen wohl nur in einer Fischarmut des Grunder Meeres seine Ursache haben.

Steinabrunn.

Die von mir im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt gefundenen Schlämmproben enthalten eine ausgesprochene Küstenfauna, wie die folgende Liste beweist, in der nur vereinzelte schlecht erhaltene Vertreter von tiefer lebenden Formen enthalten sind. Bisher stellte ich fest:

Otolithus (*Serranus*) *cf. Noetlingi K.*
" " *steinabrunnensis Sch.*
" (*Centropristis*) *integer Sch.*
" (*Chrysophris*) *Doderleini Sch. et B.*
" (*Pagellus?*) *cf. gregarius K.*
" (*Trigla*) *rhombicus Sch.*
" (*Gobius*) *vicinalis K.*
" " *pretiosus Pr.*
" " *intimus Pr.*
" (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
" (*Pleuronectes*) *sp.*
" (*Scopelus*) *mediterraneus? K.*

Mähren: Kienberg bei Nikolsburg.

Von dieser Lokalität fand ich Otolithen sowohl im naturhistorischen Hofmuseum als im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt. Der Charakter der Fischfauna weist auf küstennahen Absatz der Sedimente, in denen sie enthalten waren, und außerdem durch die reiche Beimengung an Sciaeniden, auf die Einmündung eines großen Flusses hin.

Otolithus (*Dentex*) *latior Sch.*
" (*Percidarum*) *arcuatus Sch. et B.*
" (*Box?*) *insignis Pr.*

Otolithus (*Pagellus?*) *gregarius K.*
„ (*Corvina*) *gibberulus K.*
„ (*Sciaena*) *Pecchiolii L.*
„ (*Sciaena?*) *gracilis Sch.*
„ „ *subsimilis Sch.*
„ (*Pogonias?*) *gemmoides Sch.*
„ „ *depressus Sch.*
„ „ *Kittlii Sch.*
„ (*Sciaenidarum*) *Fuchsi Sch.*
„ (*Cepola*) *praerubescens Sch. et B.*
„ (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ (*Atherina*) *austriacus Sch.*
„ (*Gadus*) *elegans K.*
„ „ „ *var. planata Sch. et B.*
„ „ „ *var. sculpta K.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
„ (*Fierasfer*) *posterus K.*
„ (*Pleuronectidarum*) *subglaber Sch.*
„ (*Brotulidarum*) *Pantanellii Sch. et B.*

Boratsch.

In einem größeren Quantum geschlämmten Tegels fand ich die im nachstehenden angeführten Otolithen, unter denen Küstenformen ganz vereinzelt vertreten sind.

Otolithus (*Hoplostethus*) *praemediterraneus Sch.*
„ „ *levis Sch.*
„ (*Gobius*) *Telleri K.* (2 Ex.)
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *mediterraneus K.*
„ „ *splendidus Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ (*Gonostoma?*) *fragilis Pr.*
„ (*Macrurus*) *Toulai Sch.*
„ „ *ellipticus Sch. var.*
„ (*Fierasfer?*) *boratschensis Sch.*
„ (*Ophidiidarum*) *occultoides Sch.*

Prochazka hat 1892[1]) in seiner Arbeit über Boratsch auch einige Fischotolithen angeführt, doch sich mit der Anführung und Neuaufstellung von Namen begnügt. Danach kämen zu obiger Fauna noch zwei *Merlucius*-Arten und ein *Serranus* hinzu.

[1]) Věstnik, kgl. Ges. d. Wissenschaften 1892, pag. 351.

Seelowitz.

Prochazka beschrieb 1893 von dieser Lokalität folgende Otolithen, die eine Faunula darstellen, welche etwa der von Perchtoldsdorf oder Vöslau entspricht.

Otolithus (*Percidarum*) *opinatus Pr.*
„ (*Smaris?*) *elegans Pr.* („*Spadidarum*")
„ (*Box*) *insignis Pr.* („*Serranus*")
„ (*Beryx?*) *lunaburgensis K.* („*inc. sed. bellus*")
„ (*Gobius*) *vicinalis K.* („*praeclarus*")
„ „ *pretiosus Pr.*
„ „ *intimus Pr.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.* („*Beryc. moravicus*")
„ „ *splendidus Pr.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ (*Gonostoma?*) *fragilis Pr.*
„ (*Pleuronectes*) *acuminatus K.* („*Ophiidarum sinister*").

Außerdem hat Prochazka zahlreiche Tegelvorkommen Mährens faunistisch durchsucht und eine sehr weite Verbreitung der Scopeliden nachgewiesen, so von Ruditz, Drnowitz (auch einen *Gobius*), Lomnitschka, Bejkowitz, Řepka, Cernahora, Kralitz, Lissitz, Boskowitz, Knihnitz—Suditz[1]), Gr.-Opatowitz, Jaroměřitz, Jedownitz, Eibenschitz, Tischnowitz, Lomnitz, Perna, Grußbach und Lažanky. Von letzterem Fundpunkt führt er 1899 (Sitzungsber. d. Franz Josefs-Akad. VIII, Nr. 41) eine reiche Fossilliste an, darunter auch pag. 37 eine Anzahl Otolithen, die er auf folgende Gattungen verteilt: *Serranus* (1), sonstige Perciden (1), *Hoplostethus* (3), Beryciden (10, zum Teil Scopeliden), *Merlucius* (1), *Raniceps* (1), *Merlangus* (1), *Gadus* (3), sonstige Gadiden (3), *Macrurus* (4), Ophidiiden (1), *Platessa* (1), inc. sed. (1).

Oncophora-Schichten von Eibenschitz.

Aus diesen brackischen Schichten führte Rzehak 1893 folgende Otolithen an, die ich in den marinen Absätzen des Miocäns bisher nicht fand.

Otolithus (*Percidarum*) *moguntinus Kok.*
„ „ *applanatus Rzeh.*
„ (*inc. sed.*) *curvirostris Rzeh.*
„ „ *solitarius Rzeh.*
„ „ *crassirostris Rzeh.*

Aus dem nördlichen Mähren kenne ich nur *Otolithus* (*Scopelus*) *mediterraneus K.* aus dem Tegel von Mähr.-Trübau und *O.* (*Gobius*) *aff. vicinalis*, sowie *O.* (*Mugil?*) *sp.* von Wolfsdorf bei Loschitz.

---

[1]) Von dieser Lokalität fand ich im paläont. Museum der Universität Wien auch *Gobius vicinalis* und *Dentex aff. nobilis*.

Ostböhmen: Abtsdorf.

Aus dem Cerithien und Austern führenden brackischen Tegel von Abtsdorf wurden bisher bekannt:

Otolithus (*Box?*) *insignis Pr.* („*Serranus*")
„ (*Sciaena*) *Pecchiolii L.*
„ (*Gobius*) *pretiosus* („*bohemicus*")
„ (*Clupea*) *sp.?*

Rudelsdorf.

Prochazka führt von hier 1895—1900 eine vorwiegend aus *Gobius* und *Scopelus*-Arten bestehende kleine Otolithenfauna an, in der er nur *O. Kokeni* als häufig bezeichnet:

Otolithus (*Gobius*) *Fritschi Pr.*
„ „ *pretiosus Pr.* („*bohemicus*")
„ „ *vicinalis K.* („*praeclarus* und „*Rudolticensis*")
„ „ *elegans Pr.*
„ „ (*Scopelus*) *austriacus K.* („*moravicus Pr.*")
„ „ *pulcher Pr.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ (*Gonostoma?*) *fragilis Pr.*
„ (*inc. sed.*) *formosus Pr.*

Ungarn: Walbersdorf bei Mattersdorf.

Die Fischfauna der schlierähnlichen Mergel von Walbersdorf ist vor allem durch den Formen- und Individuenreichtum an Macruriden — Tiefseegididen — charakterisiert und weicht dadurch von den übrigen Otolithenlokalitäten ab. Bisher kenne ich von dort:

Otolithus (*Berycidarum?*) *major Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *pulcher Pr.* (teste *Proch.*)
„ (*Gadus*) *elegans K.*
„ „ „ *var. planata Sch. et B.*
„ (*Phycis*) *tenuis K.*
„ (*Merlucius*) *praeesculentus B. et Sch.*
„ (*Macrurus*) *praetrachyrhynchus Sch.*
„ „ *elongatus Sch.*
„ „ *gracilis Sch.*
„ „ *Toulai Sch.*
„ „ *Arthaberi Sch.*
„ „ *ellipticus Sch.*
„ „ *Trolli Sch.*
„ „ *rotundatus Sch.*
„ „ *crassus Sch.*

Otolithus (*Macrurus*) *angustus Sch.*
„ „ *Hansfuchsi Sch.*
„ (*Hymenocephalus?*) *austriacus Sch.*

V. J. Prochazka zitierte 1892 (Sitzungsber. Franz Josefs-Akad. Prag, Nr. 37, pag 19 und 20) nebst einigen dieser Formen auch *Gobius* und *Gadus cf. cognatus*, über die ich jedoch nicht im klaren bin.

Neudorf an der March (Theben-Neudorf).

Von dieser Lokalität kenne ich nur Musealmaterial, glaube aber, daß die im folgenden angeführten Otolithen größtenteils aus dem Sande des Thebnerkogels stammen, aus dem feinen, sehr glimmerreichen, graulichen, gelben Sande, von dem M. Hörnes 1851 (Jahrb. II, pag. 116) angibt, man kenne daraus 34 Arten Fische. Nach der Otolithenfauna von Vöslau zu urteilen, könnten sämtliche Otolithen in diesem Sande vorkommen; doch scheint mir außerdem die reiche Vertretung der Sciaeniden auf Einmündung eines größeren Wasserlaufes hinzudeuten.

Der Tegel von Neudorf ist viel formenärmer. Toula sagt 1900 (l. c. pag. 18), von Otolithen lägen ihm mehrere Arten vor und führt *Gadus elegans K.* und *Macrurus Toulai m.* (= *Kokeni Toula*) an.

Außer diesen beiden könnten noch *O.* (*Phycis*) *tenuis*, *Otolithus* (*Gadidarum*) *gracilis*, zum Teil die *Scopelus*-Otolithen und *O. labiatus* aus dem Tegel stammen, während die übrigen Formen ausgesprochene Seichtwassertypen sind.

Otolithus (*Dentex?*) *subnobilis Sch.*
„ (*Corvina*) *gibberulus K.*
„ „ *cirrhosoides Sch.*
„ (*Sciaena*) *irregularis K.*
„ „ *angulatus Sch.*
„ „ *Telleri Sch.*
„ „ „ *var.*
„ „ *Pecchiolii L.*
„ (*Sciaenidarum*) *subsimilis Sch.*
„ (*Gobius*) *vicinalis K.*
„ „ *pretiosus Pr.*
„ „ *intimus Pr.*
„ (*Crenilabrus*) *simplicissimus Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni Pr.*
„ „ *mediterraneus K.*
„ „ *pulcher Pr.*
„ (*Gadus*) *elegans K.*
„ „ „ *var. planata B. et Sch.*
„ (*Phycis*) *tenuis K.*
„ (*Gadidarum*) *minusculus Sch.*
„ (*Macrurus*) *Toulai Sch.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Sch.*
„ (*Solea*) *tenuis Sch.*

Siebenbürgen: Lapugy.

Diese an Konchylien so reiche Lokalität scheint an Fischotolithen noch ärmer als Baden zu sein, mit dem sie faziell ja ziemlich übereinstimmt. In einer Schachtel (130 *g*) Schlämmrückstand fand ich nur zwei Exemplare von Otolithen, und zwar:

Otolithus (*Gobius*) *vicinalis Kok.* und
„ (*Scopelus*) *Kokeni Pr.*

Die letztere Art zitiert auch Prochazka von Lapugy, sie stimmt auch mit dem Charakter einer Ablagerung in tieferem Meere besser als der gleichfalls gut erhaltene *Gobius*-Otolith.

Michelsberg.

Nach Prochazka kommt hier *Otolithus* (*Scopelus*) *austriacus Koken* vor.

Oberösterreich: Ottnang.

Aus dem Schlier dieser Lokalität kenne ich bisher vereinzelte Exemplare von:

Otolithus (*Sciaena*) *compactus Sch.*
„ (*Scopelus*) *austriacus K.*
„ „ *Kokeni P.*
„ (*Macrurus*) *ottnangensis Sch.*
„ (*Gadidarum*) *sp. ind.*

Aus Krain kenne ich bisher nur ein sehr spärliches Otolithenmaterial (*Gobius vicinalis* aus S. Barthelmä und *Scopelus*-Otolithen aus dem Tegel von Möttnig).

Fassen wir die durch das Studium der Otolithen gewonnenen Faunenergebnisse betreffs der Lokalitäten der II. Mediterranstufe zusammen, so möchte ich nach dem jetzigen Stande meiner Kenntnisse folgende Typen unterscheiden:

Steinabrunn — reine Küstenfauna.

Kienberg und Neudorf (Sand) — reine Küstenfaunen, die auf Einmündung von Süßwasserläufen schließen lassen.

Vöslau — Fauna einer seichten Bucht oder submarinen Bank.

Baden—Boratsch — Ablagerungen in größerer Tiefe.

Walbersdorf — von den übrigen Lokalitäten abweichende Tiefenfauna.

Mit Steinabrunn—Vöslau stimmen mehr oder weniger: Enzesfeld, Gainfahrn, Perchtoldsdorf, Grinzing, Nußdorf, Seelowitz, Rudelsdorf.

Mit Baden: Möllersdorf—Traiskirchen, Brunn (miocäner Tegel), Niederleis, Neudorf (Tegel), Lapugy.

Sarmatische Diatomeenschiefer von Dolje in Kroatien.

Dieselben enthalten die bereits durch Gorjanović-Kramberger beschriebene reiche Fischfauna, unter welcher ich bei einer von H. Prof. Gorjanović freundlichst gestatteten Untersuchung bei folgenden Fischen Otolithen in situ sah:

Labrax Neumayri	*Rhombus bassanianus*
Labrus Woodwardi	*Brosmius susedanus*
Scorpaena minima	*Gadus lanceolatus*
Gobius pullus	*Clupea doljeana*
Atherina sarmatica	„ *Vukotinovici.*

Ich konnte dieselben vorläufig nur untersuchen, inwieweit sie mit den übrigen mir bekannten Otolithen übereinstimmen und muß betreffs der genaueren Bearbeitung dieses so seltenen Materials auf einen späteren Zeitpunkt verweisen.

Pliocän.

Die meisten aus jüngeren als sarmatischen Schichten mir bekanntgewordenen Otolithen sind Otolithen von Sciaeniden, also einer zwar marinen, doch auch an Brack- und Süßwasser sich anpassenden Familie. Ich kenne sie bisher aus:

Brunn am Gebirge (Kongerienschichten).

Otolithus (*Umbrina*) *subcirrhosus Sch.*
„ „ *plenus Sch.*
„ (*Sciaena*) *irregularis K.*
„ „ *angulatus Sch.*
„ (*Sciaena?*) *Telleri Sch.*
„ „ *Kokeni Sch.*
„ (*Sciaenidarum*) *subsimilis Sch.*

Leobersdorf (Kongerienschichten).

Herr Dr. R. v. Troll, der sich eingehend mit der Fauna von Leobersdorf beschäftigte und darüber in Bälde ausführlich berichten wird, fand in sandigen Zwischenlagen im blauen Kongerientegel (Ziegelei Polsterer) auch Otolithen, unter denen ich folgende bestimmen konnte:

Otolithus (*Dentex?*) *subnobilis Sch.*
„ (*Gobius*) *pretiosus Pr.*
„ „ *aff. vicinalis K. juv.*
„ (*Corvina*) *gibberulus K.*
„ (*Sciaena?*) *Telleri Sch. var.*

Diese Otolithen stimmen auffallenderweise mit miocänen, und zwar speziell mit denen des Neudorfer Sandes überein und doch stammen sie zweifellos aus den Kongerienschichten. Leobersdorf ist bisher die einzige Lokalität dieses Niveaus, von der mir andere

Otolithen als solche von Sciaeniden bekannt wurden, doch stammen sämtliche von marinen Fischen, die jedoch auch im Brackwasser vorkommen.

In den ungarischen Kongerienschichten (pannonische Stufe) fand Prof. Dr. Imre Lörenthey in Budapest, wie er mir freundlich mitteilte und zum Teil auch schon l. c. veröffentlichte (1906), folgende Otolithen:

Budapest-Köbánya (*Congeria triangularis*).

Otolithus (*Sciaena*) *compactus Sch.*
„ „ *angulatus Sch.*
„ „ *sp. ind.*

Tihany.

Otolithus (*Sciaena*) *Schuberti Lör.*
„ „ *Loczyi Lör.*
„ „ *sp. ind.*

Fonyód.

Otolithus (*Sciaena*) *cf. subsimilis Sch.*
„ „ *Loczyi L.*

Tab.

Otolithus (*Sciaena*) *cf. irregularis K.*
„ „ *cf. subsimilis Sch.*

Zala-Apáti.

Otolithus (*Sciaena*) *sp. ind.*

Aus dem Pliocän Kroatien-Slawoniens wurden bisher bekannt:

S. Xaver bei Agram (Kongerienschichten).

Otolithus (*Sciaena*) *aff. irregularis K.* (Gorj.-Kramb. 1891, l. c. Taf. III, Fig. 5.

Sibinj in Slawonien (Paludinenschichten).

Otolithus (*Sciaena*) *aff. gibberulus K.* (Gorj.-Kramb. 1891, l. c. Taf. III, Fig. 6).

Die spezifischen Bestimmungen dieser beiden Formen sind nur annähernd, da diese lediglich nach den etwas schematischen Abbildungen Gorjanović-Krambergers bestimmt wurden.

D. Verzeichnis der bisher aus dem österr.-ungar. Neogen bekannten Fische [1]).

Percidae.

Lates Partschi Heck. Mittelmiocän, Breitenbrunn.
Smerdis budensis Heck. Miocän, Budapest.
Labrax intermedius G.-Kr. Obermiocän, Radoboj.
Labrax multipinnatus G.-Kr. Obermiocän, Nedelja.
Labrax Neumayri G.-Kr. Obermiocän, Dolje.
Serranus altus G.-Kr. Obermiocän, Agram.
Serranus dubius G.-Kr. Obermiocän, Podsuded.
Serranus pentacanthus Heck. Mittelmiocän, Ödenburg.

O. (Serranus) Noetlingi Kok.
„ „ steinabrunnensis Schub.
„ (Centropristis) integer Schub.
„ (Dentex) nobilis Kok.
„ „ latior Schub.
„ „ subnobilis Schub.
„ (Percidarum) moguntinus Kok.
„ „ opinatus Pr.
„ „ applanatus Rzeh.
„ „ arcuatus Bass. et Schub.

Sparidae.

Pagrus priscus Kner. Mittelmiocän, Margareten.
Sphaerodus cingulatus Münst. Mittelmiocän, Neudorf.
Sphaerodus pygmaeus Münst. Mittelmiocän, Neudorf.
Capitodus angustus Münst. Mittelmiocän, Neudorf.
Capitodus truncatus Münst. Mittelmiocän, Neudorf.
Sphaerodon subtruncatus Münst. Mittelmiocän, Neudorf.
Sphaerodon depressus Ag. Miocän, Salzburg.
Asima Jugleri Gieb. Miocän, Neudorf.

O. (Pagellus?) gregarius Kok.
„ (Chrysophris) Doderleini Bass. et Schub.
„ (Cantharus?) Tietzei Schub.
„ (Smaris?) elegans Pr.
„ (Box) insignis Pr.?
„ (Sparidarum) vöslauensis Schub.

[1]) Die linke Reihe enthält im wesentlichen die von Heckel, Kner, Steindachner und Gorjanović-Kramberger (G.-K.) beschriebenen Fischreste der mediterranen, sarmatischen und Kongerienschichten, die rechte dagegen die auf Otolithen gegründeten Bestimmungen. Das geologische Vorkommen ist bei den Otolithen nicht angeführt, da es ja aus dem Vorhergehenden leicht zu ersehen ist; überdies stammen sie zumeist (besonders mit Ausnahme einiger Sciaeniden) aus Fundpunkten des mittleren Miocäns (Sande und Tegel der II. Mediterranstufe). In beiden Reihen wurden allzu problematische Fischreste nicht einbezogen.

Berycidae.

—	O. (*Hoplostethus*) *praemediterraneus Schub.* „ (*Hoplostethus*) *levis Schub.* ? O. (*Beryx*?) *lunaburgensis Kok.* O. (*Berycidarum*?) *major Schub.*

Sciaenidae.

—	O. (*Corvina*) *gibberulus Kok.* „ (*Corvina*?) *cirrhosoides Schub.* „ (*Umbrina*) *subcirrhosus Schub.* „ (*Umbrina*?) *plenus Schub.* „ (*Sciaena*) *compactus Schub.* „ „ *Pecchiolii Law.* „ „ *gracilis Schub.* „ „ *irregularis Schub.* „ „ *angulatus Schub.* „ (*Sciaena*?) *Telleri Schub.* „ „ „ *var.* „ „ *Kokeni Schub.* „ (*Pogonias*?) *gemmoides Schub.* „ „ *depressus Schub.* „ „ *Kittlii Schub.* „ (*Sciaenidarum*) *subsimilis Schub.* „ „ *Fuchsi Schub.* „ „ *Schuberti Lör.* „ „ *Loczyi Lor.* „ (*Sciaenidarum*?) *dubius Schub.*

Scorpaenidae.

Scorpaena minima G.-K. Obermiocän, Dolje. *Scorpaena Pilari G.-K.* Obermiocän, Radoboj. *Scorpaena prior Heck.* Mittelmiocän, Wien. *Ctenopoma jemelka Heck.* Mittelmiocän, Ödenburg. *Scorpaenopterus siluridens Steind.* Obermiocän, Hernals.	?

Acronuridae.

Apostasis croatica Gorj.-Kr. Obermiocän, Podsuded.	—

Carangidae.

Caranx carangopsis Heck. Obermiocän, Hernals.	
Caranx gracilis Gorj.-Kr. Obermiocän, Kroatien.	
Caranx Haueri Gorj.-Kr. Obermiocän, Podsuded.	
Caranx longipinnatus Gorj.-Kr. Obermiocän, Podsuded.	
Proantigonia longirostra (!) Gorj.-Kramb. Obermiocän, Kroatien.	?
Proantigonia octacantha Gorj.-Kr. Obermiocän, Kroatien.	
Proantigonia radobojana Gorj.-Kr. Obermiocän, Kroatien.	
Proantigonia Steindachneri. Obermiocän, Kroatien.	

Scombridae.

Scomber antiquus Heck. Mittelmiocän, Margareten.	
Scomber pricus G.-K. Obermiocän, Podsuded.	
Scomber (Auxis?) sarmaticus G.-K. Obermiocän, Kroatien.	
Scomber Steindachneri Gorj.-Kr. (= *sujedanus Steind.*) Obermiocän, Radoboj.	?
Auxis croatica G.-K. Obermiocän, Radoboj.	
Auxis minor G.-K. Obermiocän, Radoboj.	
Auxis thynnoides G.-K. Obermiocän, Podsuded.	
Auxis vrabceensis G.-K. Obermiocän, Vrabce.	

Trachinidae.

Trachinus dracunculus Heck. Obermiocän, Radoboj.	*O. (Trachinus) mutabilis Kok.*

Cataphracti.

Trigla infausta Heck. Mittelmiocän, Ödenburg.	*O. (Trigla) asperoides Schub.* „ „ *rhombicus Schub.* „ *(Cottidarum) sulcatoides Schub.*

Cepolidae.

—	*O. (Cepola) praerubescens Bass. et Schub.* „ *(Cepola) vöslauensis Schub.*

Gobiidae.

Gobius elatus Steind. Obermiocän, Hernals. *Gobius oblongus Steind.* Obermiocän, Hernals. *Gobius viennensis Steind.* Obermiocän, Hernals. *Callionymus macrocephalus G.-K.* Obermiocän, Radoboj.	*O. (Gobius) vicinalis Kok.* „ „ *pretiosus Pr.* „ „ *intimus Pr.* „ „ *Telleri Schub.* „ „ *elegans Proch.*

Blenniidae.

Blennius fossilis G.-K. Obermiocän, Dolje. *Clinus gracilis Steind.* Obermiocän, Hernals.	?

Atherinidae.

Atherina sarmatica G.-K. Obermiocän, Dolje.	*O. (Atherina) austriacus Schub.*

Mugilidae.

Mugil radobojanus G.-K. Obermiocän, Kroatien.	*O. (Mugil) similis Schub.* „ *(Mugil?) dissimilior Schub.*

Labridae.

Labrus (Julis?) Agassizi Heck. Mittelmiocän, Margareten. ? *Labrus parvulus Heck.* Mittelmiocän, Margareten. *Labrus (Crenilabrus) Woodwardi G.-K.* Obermiocän, Dolje. *Julis Sigismundi Kner.* Mittelmiocän, Margareten. *Labrodon (Phyllodon) Haueri Münst.* Wiener Becken. *Labrodon (Phyllodon) multidens Münst.* Wiener Becken. *Labrodon Quenstedti Probst.* Wiener Becken.	*O. (Crenilabrus) simplicissimus Schub.*

Saurocephalidae.

Saurocephalus inaequalis Münst. Mittelmiocän, Grinzing. *Saurocephalus substriatus Münst.* Mittelmiocän, Neudorf.	—

Clupeidae.

Clupea humalis G.-K. Obermiocän, Kroatien. *Clupea arcuata Kner.* Obermiocän, Kroatien. *Clupea elongata Steind.* Obermiocän, Hernals und Dolje. *Clupea grandisquama Steind.* Miocän, Stampfen. *Clupea Haidingeri Steind.* Mittelmiocän, Margareten. *Clupea heterocerca G.-K.* Obermiocän, Podsuded. *Clupea inflata Kok.* Obermiocän, Podsuded. *Clupea intermedia G.-K.* Miocän, Szakadat. *Clupea Maceki G.-K.* Obermiocän, Vrabče. *Clupea melettaeformis Steind.* Hernals und Dolje. *Clupea mucronata G.-K.* Mittelmiocän, Sagor. *Clupea* (*Meletta*?) *praesardinites Rz.* Mittelmiocän, Seelowitz. *Clupea sagorensis Steind.* Mittel- und Obermiocän, Kroatien. *Clupea styriaca Steind.* Miocän, Leoben. *Clupea Vukotinovici G.-K.* Obermiocän, Kroatien. *Clupea doljeana G.-K.* Obermiocän, Kroatien. *Chatoessus humilis Steind.* Obermiocän, Podsuded. *Chatoessus brevis Steind.* Obermiocän, Podsuded. *Chatoessus tenuis Steind.* Obermiocän, Podsuded.	*O.* (*Clupea*) *testis Kok.*

Salmonidae.

Salmo imigratus G.-K. Obermiocän, Podsuded.	—

Cyprinidae ?

Capitodus subtruncatus Münst. pars. Mittelmiocän, Neudorf. *Soricidens Haueri Münst.* Mittelmiocän, Neudorf.	—

Siluridae.

Pimelodus Sadleri Heck. Miocän, Bihar Kom.	—

Scombresocidae.

Belone tenuis G.-K. Untermiocän, Plešivica.	—

Scopelidae.

? *Palimphemus anceps Kner.* Leithakalk, Margareten.	*O.* (*Scopelus*) *austriacus Kok.* „ „ *Kokeni Pr.* „ „ *mediterraneus Kok.* „ „ *splendidus Proch.* „ „ *pulcher Pr.* „ „ *tenuis Schub.*

Sternoptychidae.

—	*O.* (*Sternoptychidarum*) *fragilis Pr.*

Sphyraenidae.

Sphyraena croatica G.-K. Obermiocän, Podsuded. *Sphyraena viennensis Steind.* Obermiocän, Hernals.	*O.* (*Sphyraena*) *Hansfuchsi Schub.*

Syngnathidae.

Syngnathus affinis G.-K. Obermiocän, Dolje. *Syngnathus Helmsi Steind.* Obermiocän, Radoboj.	—

Gadidae.

Morrhua aeglefinoides Kner u. *St.* Obermiocän, Podsuded. *Morrhua extensa G.-K.* Obermiocän, Szakadat. *Morrhua lanceolata G.-K.* Obermiocän, Podsuded.	*O.* (*Merlucius*) *praeesculentus Bass. et Schub.* „ (*Raniceps*) *latisulcatus var. pausramensis Sch.* „ (*Phycis*) *tenuis Kok.* „ (*Gadus*) *elegans Kok.*

Morrhua macropterygia G.-K. Obermiocän, Podsuded.
Morrhua minima G.-K. Obermiocän, Podsuded.
Morrhua szagadatensis Steind. Obermiocän, Szakadat.
Phycis Suessi Steind. Pliocän, Inzersdorf.
Strinsia alata Steind. Obermiocän, Szakadat.
Brosmius elongatus G.-K. Obermiocän, Dolje.
Brosmius fuchsianus G.-K. Obermiocän, Podsuded.
Brosmius Strossmeyeri G.-K. Obermiocän, ? Beočin.
Brosmius susedanus Kner. Obermiocän, Podsused.

O. (*Gadus*) *elegans var. planata Bass. et Sch.*
„ (*Gadus*) *var. sculpta Kok.*
„ (*Gadidarum*) *minusculus Schub.*

Macruridae.

O. (*Macrurus*) *praetrachyrhynchus Schub.*
„ (*Macrurus*) *elongatus Schub.*
„ „ *gracilis Schub.*
„ „ *Trolli Schub.*
„ „ *angustus Schub.*
„ „ *crassus Schub.*
„ „ *rotundatus Schub.*
„ „ *Toulai Schub.*
„ „ *Arthaberi Schub.*
„ „ *ellipticus Schub.*
„ „ *Hansfuchsi Schub.*
„ „ *Kokeni Rzeh.*
„ „ *ottnangensis Schub.*
„ (*Hymenocephalus?*) *austriacus Schub.*
„ (*Hymenocephalus?*) *labiatus Schub.*

Ophidiidae.

Brotula (?) *longipinnata G.-K.* Alttertiär, Nikoltschitz.

O. (*Fierasfer*) *nuntius Kok.*
„ „ *posterus Kok.*
„ „ *boratschensis Schub.*
„ (*Ophidiidarum*) *occultoides Sch.*
„ (*Brotulidarum*) *Rzehaki Schub.*
„ „ *Pantanellii Bass. et Schub.*
„ (*Brotulidarum?*) *niederleisensis Schub.*

Pleuronectidae.

Rhombus bassanianus G.-K. Obermiocän, Kroatien.
Rhombus? Heckeli Kner. Wiener Becken (Miocän).
Rhombus parvulus G.-K. Obermiocän, Kroatien.

O. (Solea) subvulgaris Schub.
„ „ *Kokeni Schub. et Bass.*
„ „ *latior Schub.*
„ „ *tenuis Schub.*
„ „ *subglaber Schub.*
„ *(Rhombus) minor Schub.*
„ *(Rhombus?) rhenanus Kok.*
„ *(Pleuronectes) acuminatus Kok.*
„ *(Pleuronectes) sectoroides Schub.*
„ *(Phrynorhombus?) Bassolii Sch.*
„ *(Pleuronectidarum) splendens Schub.*

Bei Betrachtung dieser Zusammenstellung fällt sofort die zum Teil recht verschiedene Vertretung einzelner Familien in den beiden Reihen auf. So sind einzelne Familien nur durch Otolithen vertreten, während von anderen noch keine oder nur sehr fragliche Otolithen bekannt sind. Dieser anscheinend erhebliche Unterschied zwischen den Ergebnissen der bisherigen ichthyologischen Untersuchungen über die österreichisch-ungarische Neogenfischfauna läßt sich aber nicht schwer erklären. Denn der größere Teil der nach Otolithen nicht bekannten Familien und Gattungen wurde aus den sarmatischen Schichten Kroatiens (Dolje, Vrabce, Podsuded, Radoboj) beschrieben, aus denen ich bisher keine Otolithen untersuchen konnte [1]). Von anderen Familien, wie den Scombriden, Labriden, Clupeiden, sind die Otolithen sehr dünn und zerbrechlich oder sehr klein, so daß sich dadurch ihre Seltenheit in den Schlämm- oder Siebrückständen erklären läßt. Wenn man nun diese beiden Faktoren in Betracht zieht, bleibt nur eine ganz kleine Anzahl von sehr spärlich vertretenen, aus mediterranen Schichten beschriebenen Familien zurück, von denen keine Otolithen beobachtet wurden, wie die Saurocephaliden, Cypriniden?, Siluriden und Scombresociden, die zum Teil ausgestorben, zum Teil so vereinzelt und fraglich sind, daß die ihnen entsprechenden Otolithen wohl unter den nach der systematischen Stellung bisher unbestimmten Otolithen zu suchen sind.

Ich habe bisher absichtlich nur von einer Vertretung der Familie in den beiden Reihen gesprochen, da wohl gar mancher fossile Fisch noch nicht den richtigen Gattungsnamen trägt, was ja bei Berücksichtigung des oft sehr fragmentarischen Zustandes nicht wundernehmen darf. Daß aber auch bei ganz erhaltenen Fischen für gute Fischkenner die systematische Einreihung nicht so leicht ist, beweist die Tatsache, daß die drei aus dem Hernalser Tegel von Stein-

[1]) Herr Prof. Gorjanović-Kramberger, den ich im Vorjahre wegen Otolithen ersuchte, hat mir diesbezüglich seine Unterstützung zugesagt, und da besonders bei den Fischen von Dolje die Otolithen häufig in situ erhalten sind, wie ich bei meinem kurzen Aufenthalte in Agram sah, so steht zu erwarten, daß eine sorgfältige Verarbeitung dieses im Agramer Museum befindlichen Materials manche Frage lösen wird.

dachner als *Gobius* beschriebenen Arten von A. S. Woodward (Cat. foss. fishes Brit. Mus. IV, 1901, pag. 584) zu den Cottiden gestellt und als *Lepidocottus* bezeichnet werden.

Der Ausfall von Formen im Bilde einer lediglich durch das Studium der Otolithen gewonnenen Fischfauna Österreichs ist also nicht sonderlich groß und wird wohl genügend durch die Vorteile aufgewogen. Denn ohne das Studium der Otolithen blieben uns die interessanten Faunen der tieferen Meeressedimente unbekannt, die eine reiche Vertretung und zum Teil weite Verbreitung aufweisen wie die Macruriden, Scopeliden, Beryciden, da zumeist lediglich die vorzugsweise aus kohlensaurem Kalke bestehenden Otolithen übrig blieben. Eine andere durch ihre leicht kenntlichen Otolithen reich vertretene Familie, die bisher aus dem österreichisch-ungarischen Tertiär unbekannt war, sind die Sciaeniden. Wenn die Feststellung dieser Familie im mediterranen Miocän schon zur Ergänzung der gesamten Fischfauna von Interesse ist[1]) und wahrscheinlich bei der Konstatierung miocäner Flußmündungen sich brauchbar erweisen wird, so ist von besonderer Bedeutung die Tatsache, daß die meisten bisher aus Kongerien- oder Paludinenschichten vorliegenden Otolithen Umberfischen angehören. In meinem ersten Teile (1901) führte ich diese Otolithen aus dem Pliocän nur von Brunn a. Geb. an. Seither lernte ich sie aus Leobersdorf[2]) und aus verschiedenen Lokalitäten Ungarns kennen (Dr. J. Lörenthey fand sie in Budapest-Köbánya, Tihany, Fonyód, Tab, Zala-Apati und Tinnye) und auch die von Gorjanović-Kramberger aus den Kongerienschichten Kroatiens und Paludinenschichten Slawoniens abgebildeten, nicht näher gedeuteten Otolithen gehören, wie ich aus den Abbildungen ersehe, zweifellos dieser Familie an. Gegenüber den auf Grund anderer Fischreste gemachten spärlichen Angaben[3]) über die pliocäne Fischfauna Österreich-Ungarns, wie *Clupea* (*Meletta*), *Gen.(?)*, *Esox sp.* etc. ist doch dieser sichere Nachweis einer reichen, weitverbreiteten, den jetzigen europäischen Binnengewässern so gut wie ganz fremden Fauna von Umberfischen in den pliocänen Gewässern Österreich-Ungarns gewiß von Bedeutung.

---

[1]) Auffällig ist der Umstand, daß diese in Neudorf, nach den Otolithen zu urteilen, nicht seltene Familie bisher von dort auf Grund anderer Reste nicht bekannt war, da doch einzelne Gattungen recht große Mahlzähne im Schlunde besitzen. Es scheint daher, daß ein vielleicht nicht unerheblicher Teil der in Neudorf so zahlreichen, als *Sphaerodus*, *Capitodus*, *Spaerodon*, *Labrodon*, *Phyllodus* etc. beschriebenen und zu den Spariden, Labriden und Cypriniden gestellten Zähne Schlundzähne von Sciaeniden sind. Während der Korrektur ersehe ich übrigens, daß auch Prof. Lörenthey in seiner soeben erschienenen Arbeit über die Pannonische Stufe (siehe im Literaturverzeichnis) die früher zum Teil Spariden zugeschriebenen Zähne verschiedener Kongerienlokalitäten auf Sciaeniden bezieht.

[2]) Aufsammlungen von Herrn Dr. R. v. Troll.

[3]) In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1871, pag. 227, erwähnt Th. Fuchs in einer Notiz „Über die Fischfauna der Kongerienschichten" aus Inzersdorf „den Abdruck eines großen Percoiden, wahrscheinlich einer *Beryx*-Art", aus Matzleinsdorf „die Reste eines großen Fisches, welche Prof. Kner für diejenigen eines großen Meerfisches, wahrscheinlich eines Scomberoiden erklärte" und vom Laaer-Berge „den gut erhaltenen Abdruck eines Clupeoiden". Die weite Verbreitung von Sciaenidenotolithen in den Congerienschichten legt nun den Gedanken nahe, daß neuere Untersuchungen die beiden ersten Fischreste als Sciaeniden angehörig ergeben könnten.

Von Interesse scheint mir ferner noch der Nachweis der Bandfische, schmarotzenden Ophidiidengattung *Fierasfer*, Brotuliden und des reichlicheren Vorkommens von Schollen und anderen Pleuronectiden, die sich an rezente Mittelmeerformen recht nahe anschließen.

Wenn ich jedoch in vorstehendem betonte, daß sich durch das Studium der Otolithen unsere Kenntnis über die neogene Fischfauna nicht unbeträchtlich erweiterte, so wollte ich keinesfalls damit sagen, daß das Studium der Otolithen mir wichtiger scheine als das der übrigen Fischreste, sondern nur gegenüber der schwer begreiflichen Geringschätzung, um nicht zu sagen Nichtachtung der Fischotolithen von seiten der rezenten und Paläoichthyologen auf die Notwendigkeit, auch diese Fischreste in den Kreis der Untersuchungen einzubeziehen, hinweisen.

E. Vergleich der neogenen Fischfauna Österreich-Ungarns mit der Fischfauna des jetzigen Mittelmeeres [1]).

Obgleich mir bisher vorzugsweise miocäne Otolithen aus Niederösterreich, Mähren und von Ungarn aus Walbersdorf und Theben-Neudorf vorliegen, also ganze große Bereiche des österreichisch-ungarischen Tertiärs diesbezüglich noch nicht untersucht werden konnten, schien mir doch die bisher gewonnene Formenmannigfaltigkeit der durch Otolithen nachgewiesenen Fische unter Berücksichtigung der übrigen bisher bekanntgewordenen ichthyologischen Ergebnisse einen Vergleich mit der jetzigen Mittelmeerfauna zu gestatten, ja sogar zu erfordern.

Perciden: Einige rezente Gattungen (*Labrax*, *Serranus*, *Dentex*, *Centropristis*) sind auch im Miocän zum Teil auch durch Otolithen nachgewiesen, und zwar in etwa gleicher Artenzahl wie im Mittelmeer; die Mehrzahl der Gattungen konnte bisher wohl hauptsächlich infolge mangelhaften Vergleichsmaterials nicht nachgewiesen werden. Dennoch dürfte wohl diese Familie ungefähr ebenso reichlich im Miocän wie im jetzigen Mittelmeer vertreten gewesen sein.

Spariden: Diese Familie ist im jetzigen Mittelmeer an Gattungen und Arten viel reicher, als sie, nach den fossilen Resten zu schließen, im österreichisch-ungarischen Miocän war. Außer Zähnen (*Sphaerodus*, *Capitodus*, *Sphaerodon*), die hierhergestellt wurden, kannte man nur *Pagrus priscus* und eine ausgestorbene Gattung (*Asima*). Auch die Untersuchung der Otolithen ergab eine geringere Formen- und bisher nur an zwei Lokalitäten eine etwas größere Individuenzahl, während die Spariden in der Adria zum Beispiel zu den individuenreichster Formen gehören.

Beryciden: Von dieser Familie, die im Mittelmeer nur durch *Beryx decadactylus* und *Hoplostethus mediterraneus* vertreten ist, ließen sich auch im österreichischen Miocän nur diese beiden Gattungen

[1]) J. V. Carus, Prodromus faunae mediterraneae vol. II. Stuttgart 1889—1893.



bisher nachweisen, beziehungsweise vermuten; doch dürfte die letztere daselbst etwas formenreicher gewesen sein, wie die reichen Vorkommen in Modena schließen lassen.

Die kleinen, im Tegel so verbreiteten, im II. Teile noch hierher gestellten Otolithen aus dem Formenkreise des *O. austriacus*, *mediterraneus, tenuis* gehören, wie meine neuen Untersuchungen ergaben, nicht zu dieser Familie, sondern zu den Scopeliden.

Trigliden: Sind ärmer im Miocän als im jetzigen Mittelmeer. Bisher ist aus dem österreichisch-ungarischen Miocän nur *Trigla infausta Heck.* und die Otolithen einiger anscheinend sehr kleinen Formen bekannt.

Trachiniden: Dürften im Miocän ebenso formenarm wie im jetzigen Mittelmeer, doch seltener gewesen sein; die gefundenen Otolithen schließen sich an die des rezenten *T. draco* sehr nahe an.

Sciaeniden: Diese im heutigen Mittelmeer nur durch vier Arten (*Sciaena aquila*, *Corvina nigra*, *Umbrina cirrhosa*, *ronchus*) vertretene Familie war im österreichisch-ungarischen Miocän formenreicher auch in jetzt dem Mittelmeere fremden Gattungen. Dieser Familie gehört auch großenteils die Fauna des Pliocäns (Kongerienschichten) an, und zwar sind es teilweise bereits im Miocän vorhandene oder nächstverwandte Arten, die im Pliocän Österreich-Ungarns, Kroatiens, auch Italiens vorkommen.

Sphyraeniden: Im österreichisch-ungarischen Miocän und dem Mittelmeere etwa gleich formenarm.

Scombriden: Im Gegensatz zu der reichen Entwicklung im heutigen Mittelmeere (18 Gattungen mit 34 Arten nach Carus) ist die spärliche Vertretung im miocänen Mittelmeere Österreichs auffallend: von Otolithen kenne ich bisher keinen sicher zu dieser Familie zu rechnenden und auch sonst sind, mit Ausnahme von *Scomber antiquus*, lediglich sarmatische Formen beschrieben.

Carangiden: Fossil bedeutend ärmer als rezent (vier Arten von *Caranx* aus den sarmatischen Schichten und vier Arten einer ausgestorbenen Gattung *[Proantigonia]* gegenüber sieben Gattungen mit 19 Arten im heutigen Mittelmeere).

Scorpaeniden: dürften im miocänen Mittelmeer etwa die gleiche Artenzahl besessen haben wie im jetzigen; zwei Gattungen werden als ausgestorben angesehen (*Ctenopoma*, *Scorpaenopterus*).

Acronuriden: Von dieser tropischen Familie ist im Miocän eine ausgestorbene Gattung (*Apostasis*) bekannt.

Gobiiden: Die weite Verbreitung sowie der ziemliche Formenreichtum dieser Familie, deren bisher aus dem Miocän durch Steindachner beschriebene Formen von A. Woodward als zu den Cottiden gehörig aufgefaßt wurden, konnte erst auf Grund der Otolithen nachgewiesen werden. Wenn danach auch bisher keine so große Artenzahl wie aus dem heutigen Mittelmeer (Carus zitiert 30 *Gobius*-Arten) bekannt wurden, so liegt es wohl einerseits an der relativ geringen Menge des untersuchten Materials, als auch

anderseits an der Schwierigkeit, um nicht zu sagen Unmöglichkeit, lediglich auf Grund von Otolithen ganz nahe verwandte Arten zu unterscheiden. Sie dürften wohl bereits im Miocän eine ähnliche Rolle gespielt haben wie im jetzigen Mittelmeer.

Blenniiden: Von dieser Familie sind bisher aus dem mediterranen Miocän weder Otolithen noch sonstige Fossilreste bekannt geworden; aus sarmatischen Schichten wurden zwei Formen (darunter eine jetzt im tropischen Amerika vorkommende) beschrieben, gegenwärtig ist diese Familie im Mittelmeer recht gut vertreten. (*Blennius* mit 21 Arten).

Cepoliden: Aus dem Miocän liegen mir Otolithen von zwei Arten vor, darunter von einer *Cepola*-Art, welche zweifellos eine Vorläuferin der rezenten einzigen Mittelmeerform *C. rubescens* war.

Atheriniden: Im gegenwärtigen Mittelmeer zwar nicht sehr formenreich (sechs Atherinarten), doch oft in unglaublichen Mengen; demgegenüber ist die Spärlichkeit im Miocän, zwei Otolithen aus mediterranen, eine Art aus sarmatischen Schichten, sehr auffallend.

Mugiliden: Auch diese Familie ist zwar nicht an Arten (7), wohl aber an Individuen sehr reich, im Gegensatze zu ganz vereinzelten Otolithen aus mediterranen und einer Art aus sarmatischen Schichten.

Von Tetragonuriden, Trichiuriden, Notacanthiden, Pristipomatiden, Centrisciden, Mulliden(?), Discobolen, Xiphiiden, Lophotiden, sämtlich auch jetzt im Mittelmeer formenarmen Familien, sind bisher aus dem österreichisch-ungarischen Neogen weder Otolithen noch sonstige Reste bekannt.

Labriden: Von dieser im heutigen Mittelmeere namentlich in den Küstengegenden so formen- und individuenreichen Familie wurden bisher aus dem österreichisch-ungarischen Neogen nur vereinzelt sichere Vertreter bekannt. Auch ihre Otolithen sind sehr spärlich.

Gadiden: Von dieser Familie sind bisher etwas weniger Formen bekannt geworden, als jetzt im Mittelmeere leben, doch ist auch fossil bereits eine nicht unbeträchtliche Anzahl nachgewiesen, so daß diese Familie wohl auch schon im Miocänmeere eine ähnliche Rolle gespielt haben dürfte.

Ophidiiden: Dies gilt auch von dieser Familie, wenigstens für die Gruppe der *Ophidiina* (*Ophidium*, *Fierasfer*), vielleicht auch für die *Brotulina*.

Macruriden: Während von im Mittelmeer vereinzelt vorkommenden Gattungen wie *Coryphaenoides* und *Lepidoleprus* noch keine miocänen Vertreter nachgewiesen werden konnten, erweist sich *Macrurus* im Miocän als viel artenreicher als jetzt. Die jetzigen drei Mittelmeerformen stellen Nachkömmlinge der miocänen Fauna dar, während die nächstverwandten Formen anderer Miocäntypen, zum Teil noch im italienischen Mio- und Pliocän vorhanden, gegenwärtig im Atlantischen Ozean leben. Von sämtlichen Macruriden des östereichisch-ungarischen Miocäns sind lediglich Otolithen bekannt.

Pleuronectiden: Im jetzigen Mittelmeere etwas reichlicher vorhanden als im österreichisch-ungarischen Miocän, doch war die faunistische Zusammensetzung, wie die Untersuchung der Otolithen ergab, schon damals etwa die gleiche; von Otolithen sind zumeist ganz kleine Formen bekannt.

Physostomi.

Von dieser Ordnung sind die Clupeiden im Miocän nach den Untersuchungen von Steindachner und Gorjanović-Kramberger reichlicher vertreten, und zwar im mediterranen Miocän mit etwa der gleichen, in den sarmatischen Schichten etwas größerer Artenzahl.

Eine andere Familie, die Scopeliden, gehört, wie ihre in fast keinem mediterran-miocänen Tegel fehlenden Otolithen dartun, zu den am weitesten verbreiteten und individuenreichsten Fischen des Mittelmiocäns und war, wenn die gegenwärtig herrschende Ansicht vom alttertiären Alter des Pausramer Mergels richtig ist, auch bereits im mährischen Alttertiär vorhanden.

Die übrigen hierhergehörigen Familien sind nur vereinzelt und auch da nur spärlich aus dem marinen Neogen nachgewiesen, wie ja auch diese vornehmlich Süßwasserfische umfassende Ordnung auch im heutigen Mittelmeere im ganzen weit hinter den vorherbesprochenen Gruppen zurücksteht.

Hieraus ergibt sich, daß die Teleostierfauna des jetzigen Mittelmeeres sich recht eng an die der miocänen Ablagerungen Österreich-Ungarns anschließt. Soweit unsere Kenntnisse zur Zeit reichen, waren nur wenige Familien im Miocän formenreicher: die Sciaeniden, zum Teil mit jetzt vermutlich atlantischen Gattungen, die Beryciden und die Macruriden. Einige Familien, wie die Perciden, Trachiniden, Cepoliden, Gobiiden, Scopeliden, Gadiden, Ophidiiden, lassen bereits jetzt erkennen, daß sie im Miocän eine ähnliche Rolle spielten wie in der Gegenwart, während andere, wie die Spariden, Carangiden, Trigliden, Labriden, Blenniiden, Scombriden, Atheriniden, Mugiliden, Pleuronectiden und manche Physostomen, auch wenn die Kleinheit und Zerbrechlichkeit eines Teiles dieser Otolithen in Betracht gezogen wird, im Wiener Becken zum Teil recht auffällig schwächer vertreten waren als im jetzigen Mittelmeer. Das Fehlen mancher Typen, wie der Tetragonuriden, Trichiuriden, Notacanthiden, Centrisciden, Xiphiiden, Discobolen, Lophotiden, Mulliden und vieler Physostomen im Miocän läßt sich leicht durch ihre Formen- und Individuenarmut, auch Unkenntnis ihrer Otolithen, vielleicht auch zum Teil durch eine spätere Einwanderung erklären.

Sehr gering ist die Zahl der ausgestorbenen oder wenigstens als ausgestorben geltenden Formen: *Proantigonia*, *Apostasis*, *Scorpaenopterus*, *Ctenoptoma*, *Saurocephalus*, von denen nur die beiden letzten aus dem mediterranen Miocän, die ersteren aus sarmatischen Schichten beschrieben wurden.

F. Zusammenfassung der faunistischen Ergebnisse.

Die durch das Studium der neogenen Teleostierotolithen bisher gewonnenen Ergebnisse können wir kurz dahin zusammenfassen, daß

1. die mittelmiocäne Fischfauna des Wiener Beckens sich in bezug auf die Vertretung der Familien und Gattungen enger an die Fischfauna des Mittelmeeres anschließt, als bisher angenommen wurde (vgl. Kner, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss., 45. Bd., pag. 486, 48. Bd., pag. 146) und

2. die pliocäne Fischfauna Österreich-Ungarns durch das Dominieren der Sciaeniden ein von der Fauna der jetzigen europäischen Binnengewässer völlig verschiedenes Aussehen besaß.

G. Literatur über fossile Fischotolithen.

1849. E. Sismonda, Mem accad. sc. di Torino. II Ser. Bd. X, Taf. II, Fig. 60 bis 71 (nur als „ossicini del apparato uditivo di varii generi di pesci" abgebildet).

1871. Van Beneden, Recherches sur quelques poissons fossiles de Belgique. (Bull. acad. roy. belg. Bruxelles XXXI, pag. 501, Taf. II, Fig. 13.)

1876. R. Lawley, Nuovi studi sopra ai pesci ed altri vertebrati fossili delle colline toscane. (Firenze, pag. 78, 94, Taf. III, Fig. 2 *e* u. 2 *f*; Taf. V, Fig. 5 u. 5 *a*.)

1884. E. Koken, Über Fischotolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocänablagerungen. (Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., pag. 500 bis 564, Taf. IX—XII.)

1885. A. v. Koenen, Über eine paleocäne Fauna von Kopenhagen. (Abhandl. d. kgl. Ges. d. Wiss. Göttingen, pag. 113—116, Taf. V, Fig. 22—29, Otolithen von Koken.)

1888. E. Koken, Neue Untersuchungen an tertiären Fischotolithen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., pag. 274—305, Taf. XVII—XIX.)

1888. L. Vaillant, Expéditions scientifiques du Travailleur et du Talisman pendant les années 1880, 1881, 1882, 1883. Poissons. Paris.

1891. J. Böhm, Die Kreidebildungen des Fürberges und Sulzberges bei Siegsdorf in Oberbayern. (Palaeontographica XXXVIII., pag. 37—40, Fig. 1—3. Otolithen von Koken.)

1891. E. Koken, Neue Untersuchungen an tertiären Fischotolithen. II. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., pag. 77—170, Taf. I—X.)

1891. Gorjanović-Kramberger, Palaeoichthyoložki prilozi. (Rad jugosl. akad., Agram. CVI, pag. 122, Taf. III, Fig. 5 u. 6.)

1891. E. T. Newton, The vertebrata of the Pliocene Deposits of Britain. (Mem. geol. survey, London, pag. 93—97, Taf. X, Fig. 5—15.)

1893. A. Rzehak, Die Fauna der *Oncophora*-Schichten Mährens. (Verhandl. d. naturforsch. Vereines Brünn. XXXI. Bd., pag. 183—186, Taf. II, Fig. 18, 19, 22, 29, 30.)

1893. V. J. Prochazka, Das Miocän von Kralitz nächst Namest in Mähren. (Tschechisch mit deutschem Resümee. „Věstnik", kgl. böhm. Ges. d. Wiss., pag. 69—70, Taf. XI, Fig. 1 u. 2.)

1893. V. J. Prochazka, Das Miocän von Seelowitz in Mähren und dessen Fauna. (Tschechisch mit deutschem Resümee. Sitzungsber. d. böhm. Franz-Josefs-Akad. Nr. XXIV, pag. 80—85, Taf. II, Fig. 9 u. 10; Taf. III.)

1900. F. Toula, Über den marinen Tegel von Neudorf an der March in Ungarn. (Verhandl. d. Vereines für Naturwiss. u. Heilkunde zu Preßburg. XX. Bd., pag. 18, Fig. 12.)

1895/1900. V. J. Prochazka, Arch. naturw. Landesdurchforschung Böhm. Prag. X. Bd., Nr. 2.

1901. A. Smith Woodward, Catalogue of the fossil fishes in the Brit. Mus. Part IV, London.

1901. F. Noetling, Fauna of the miocene Beds of Burma. (Palaeont. Indica, pag. 376, Taf. XXV, Fig. 19 u. 19 *a*.)

1901. R. J. Schubert, Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs. I. Die Sciaeniden. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 51. Bd., pag. 301—315, Taf. X.)

1905. R. J. Schubert, Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs. II. Macruriden und Beryciden. (Jahrb. d. k. k geol. R.-A. 55. Bd., pag. 613—638, Taf. XVI u. XVII.)

1906. G. G. Bassoli, Otolithi fossili terziarii dell'Emilia. (Rivista italiana di Paleontologia. XII., pag. 36 - 56, Taf. I u. II.)

1906. I. Lörenthey, Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. (Res. wissensch. Erf. des Balatonsees, I. Bd., I. T., Pal.-Anh. pag. 183—186, Taf. II, Fig. 6—8 und Taf. III, Fig. 23—25.)

Geologische Beschreibung des Brixner Granits.

Von Bruno Sander.

Mit einer geologischen Übersichtskarte (Tafel Nr. XXI) und 22 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit war ein Versuch, die vom k. k. Professorenkollegium der philosophischen Fakultät an der Universität Innsbruck im Jahre 1904 gestellte Preisaufgabe, betreffend eine geologische Beschreibung des Brixner Granits, zu lösen. Obgleich die Arbeit den Preis erhielt, kann sich der Verfasser nicht verhehlen, daß er hiermit erst einen kleinen Teil der Fragen ganz oder halb beantwortet hat, welche die verschiedenen Zweige der Geologie heute an ein solches Gebiet stellen können. Was hier vorliegt, ist ein im engsten Anschluß an den derzeitigen Stand der Literatur des Gebietes abgefaßter, gedrängter Beitrag zur Kenntnis desselben, zunächst eine Zusammenfassung der Beobachtungen im Felde, welche während der Sommerferien 1904 und 1905 (in etwa 80 Tagen) ausgeführt wurden, und einiger sich schon aus dem Befunde im Felde ergebender Folgerungen. Vor allem konnte eine eingehendere petrographische Bearbeitung der gesammelten Handstücke noch nicht abgeschlossen werden, welche vielleicht auch da und dort noch Einblicke in die Entstehungsgeschichte mancher Gesteinsarten erlauben wird.

Die Aufnahmstätigkeit wurde dadurch sehr erschwert und geschädigt, daß die Karte 1:25.000 für Sterzing—Franzensfeste vom k. u. k. militärgeographischen Institut auf keine Weise zu erhalten war. Die Aufnahme mit der Karte 1:75.000 ist aber durch die Schwierigkeiten, welche sie oft der Orientierung (zum Beispiel in gleichförmigen Gehängen) bietet, viel zeitraubender und gestattet anderseits nicht einmal, manche charakteristische Züge wiederzugeben. Die mir vorliegende Kopie der Tellerschen Karte (1:75.000) erwies sich in allen bedeutenderen Zügen als höchst verläßlich. Da die Redaktion eine Wiedergabe der kolorierten Karte nicht mehr übernehmen konnte und anderseits der Text doch die Karte schwer ganz missen kann, wurde eine Pause hergestellt, in welcher natürlich stratigraphische Unterabteilungen der Übersichtlichkeit halber wegbleiben mußten. Statt die verschiedenen Gesteine durch ein beliebiges Muster auszudrücken, zeichnete ich, wo es sich um Schichtgesteine handelt, die Schnittlinien

der Schichtflächen mit dem Terrain, auf die Kartenebene projiziert, so daß die Kartenskizze, wenn man sich etwas in ihre Besichtigung hineinfindet, auch die allgemeinsten Züge der Tektonik zeigt. An stark gestörten und schlecht erschlossenen Stellen bleibt sie immerhin noch ein Verzeichnis von Streichen und Fallen.

Schließlich wiederhole ich mit Vergnügen meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Blaas, daß ich ohne seine Anregung diese Arbeit weder begonnen, noch einigermaßen zu Ende geführt hätte, und danke ihm herzlich für seine unermüdlich freundliche Führung. Herrn Professor Dr. Cathrein verdankt diese Arbeit manche freundliche Förderung, ebenso meinem Freunde Dr. W. Hammer. Herr Professor Dr. Heinricher hat mich in meinen Verpflichtungen als Demonstrator des botanischen Instituts während der Sommerferien 1905 entlastet und mir so meine Begehungen ermöglicht, wofür ich hier nochmals danke.

I. Relief und Erschliessung.

Im Norden der Brixner Talweitung liegt als flacher, gegen Brixen konkaver Bogen, nach Westen bis über Meran, nach Osten bis Bruneck ausgreifend, der Brixner Granit. Seine beiden Flügel sind schmal und ihr Einfluß auf das Relief ist oft kaum dem geübten Auge wahrnehmbar; im Bereich des Eisacktales aber erreicht er eine Breite von zirka 12 *km* und hat die Gestaltung von Berg und Tal so stark beeinflußt, daß diese Wahrnehmung schon in den Namen, welche die alten Siedler gaben, manchmal zum Ausdruck kommt. Überall, wo die Wassererosion nach der Eiszeit eingriff, hat sie in die breiten Formen eines glazialen Reliefs, welches namentlich im Gebiete östlich vom Eisack noch schön erhalten ist, scharfe, schluchtartige Täler eingerissen, mit steilen, von dünnem Walde und großen Trümmern bestandenen Hängen, welche, dem Graswuchs ganz unzugänglich, durch ihr ungemein rasches Fortschreiten, namentlich in Gebieten untergeordneter Dislokationen, die Alpenwirtschaft aus manchen Karen schon fast ganz zurückgedrängt haben. Diese ist im Gebiete des Granits ganz und gar an die Reste des glazialen Reliefs gebunden. Wenn wir von Osten nach Westen gehen, so treten die glazialen Formen immer mehr und mehr in den Hintergrund gegenüber den durch das flüssige Wasser und die Atmosphärilien der Hochregion geschaffenen. Das Mittelgebirgsplateau nördlich von der Rienz, welches sich schon durch seine Form und durch das Tragen einer Grundmoränendecke (namentlich schön bei Terenten) als glazialer Talboden erweist, wird von scharfen Quertälern in eine Reihe ungefähr nordsüdstreichender Züge zerlegt, deren rundliche Formen auch in ihrer höchsten Erhebung, der Ochsenalpe, 2118 *m*, noch deutlich glaziales Gepräge zeigen und außerdem vielfach von glazialen Geschieben bedeckt sind. Westlich vom Eisack haben wir noch von den Lokalgletschern geschaffene Kare und gerundete Vorköpfe und an den beiderseitigen Gehängen des Eisacktales Andeutungen eines höhergelegenen, breiteren

Glazialtales. Hier erhebt sich der Granit in schroffen Gipfeln bis 2528 *m*. Weiter nach Westen wird er zu einem schmalen Bande am Gehänge des Pensertals; erst bei Meran erreicht er wieder größere Mächtigkeit und im Gipfel des Plattingers seine höchste Erhebung, 2679 *m*.

Die ersten wichtigen Beiträge zur geologischen Erforschung dieses Gebietes stammen aus dem Jahre 1871 von dem unermüdlichen Adolf Pichler (L. 10). Er beschreibt den „Granit" und einige seiner Abänderungen und erwähnt die Porphyrite, welche ihn durchbrechen. Er fand Primärkontakt im Flaggertal und beim Schabser Tunnel. Der Granit hat den Phyllit schon ungefähr in seinem heutigen Zustand getroffen und ihn kaum verändert. Die Tonalitgneise, welche Pichler Oligoklasschiefer nennt, haben mit dem Granit nichts zu tun, nur sind sie das einzige Gestein, welches am Nordrande Anlaß zu einer Untersuchung über stattgefundene Kontaktmetamorphose gibt. Der ganze Schieferkomplex im Norden des Granits bei Mauls ist Verrucano, die Maulser Kalke sind nordalpine Trias bis zum Keuper. Der Brixner Granit ist jünger als der Keuper, weil die Trias „nicht in diese Lage gebracht worden sein konnte, nachdem sie der Granit durchbrochen hatte" — „ebensowenig wird sie erst hernach abgesetzt worden sein".

Zehn Jahre später erschienen die grundlegenden Arbeiten Tellers (L. 19) über die Tektonik der Brixner Masse, bisher überhaupt die einzige einheitliche Arbeit über das ganze Massiv, dessen Erstreckung von Meran bis Bruneck erst Teller erkannte. Seine von einer außerordentlich verläßlichen Karte begleiteten Ausführungen befinden sich vielfach im Gegensatze zu Pichler. Namentlich in Bezug auf die Tonalitgneise, welche Teller für Derivate des Tonalitmagmas erklärt, welche ganz allmählich, häufig noch durch Vermittlung feldspatreicher Arkosegneise, in die phyllitischen Grenzgesteine übergehen. Die Zone feldspatreicher oder quarzitischer Kontaktgesteine im Süden ist auf seiner Karte zum Ausdruck gebracht. Die Schieferkuppel über dem Granit zwischen Pens und Franzensfeste, das konkordante Schieferdach im Norden der Masse, die Überschiebung des Granits über den Phyllit und der Gneise über die triadischen Diploporenkalke sind von Teller entdeckte Züge im Baue des Massivs. Den Judikarienbruch hat Teller im Süden bis in die Gegend von Pens verfolgt. In dem im folgenden Jahre (L. 20) erschienenen Bericht über die Aufnahmen im Hoch-Pustertale äußert sich Teller über das Alter der Granite von Brixen und Antholz, welche er beide, zusammen mit ihrer genetisch innig mit ihnen verknüpften Umrandung, für sehr alt, für Äquivalente der älteren Kernmasse der Tauern hält.

Die nächsten etwas eingehenderen Äußerungen über den Brixner Granit stammen aus dem Jahre 1893 von Löwl (L. 9), welcher nach seinen Studien an den Tonalitkernen der Rieserferner zur Klärung der Streitfrage nach dem Alter des periadriatischen Randbogens ergänzende Studien im Gebiete des Brixner Granits machte. Der Tonalitgneis enthält Schiefereinschlüsse und ist vom Granit wie von den Schiefern scharf geschieden. Löwl hält ihn nicht für eine Randfazies, sondern für eine Dioritschliere, mit der die Förderung des Kernes begann. Der Brixner Granit, dessen intrusiver Charakter betont wird,

ist ein vorpermischer Kern wie die anderen Glieder des periadriatischen Bogens.

In zwei kleineren Arbeiten (L. 5, 6) beschrieb Grubenmann im Jahre 1896 den Tonalitkern des Iffingers bei Meran und einiges aus seinem Ganggefolge. Der Tonalitgneis wird als Randfazies des Tonalits angesprochen, die Pegmatite des Larchbüchels ebenfalls. Sehr wichtig ist der Hinweis darauf, daß die Dislokationen im Norden der Masse wohl fähig waren, eine etwa vorhandene Kontaktmetamorphose zu verwischen.

Eine sehr eingehende Untersuchung der Kontaktzone wurde von Künzli (L. 8) im Jahre 1899 veröffentlicht. Es gelang ihm, schwache Kontaktmetamorphosen am Nordwestrande der Masse nachzuweisen.

Die letzte Arbeit über den Brixner Granit ist eine sehr eingehende petrographische Untersuchung von Gesteinen der Brixner Masse durch Petrascheck aus dem Jahre 1904 (L. 12).

Das sind die Arbeiten, welche sich unmittelbar mit dem Brixner Granit beschäftigen. Erwähnung wurde seiner in der Literatur anderer ähnlicher Gebiete und in den größeren geologischen Werken sehr oft getan, in sehr widersprechender Weise. Diese Angaben werden, wo sie von Bedeutung sind, in der folgenden Beschreibung noch berücksichtigt sein.

II. Beschreibung der Gesteinsarten des Brixner Granit-Gebietes.

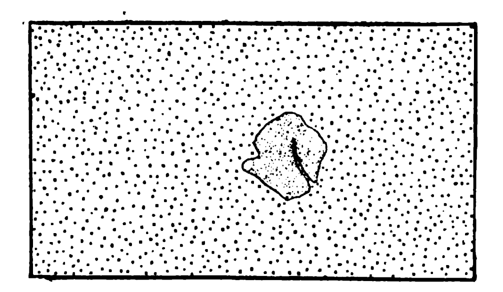
1. Granitit.

Die Hauptmasse des Brixner Kernes wird von einem Gestein gebildet, welches als Granit, Tonalit und Granitit bezeichnet wurde. Letztere Bezeichnung wählte Petrascheck in seiner ausführlichen petrographischen Beschreibung des Hauptgesteines und seiner konkretionären und schlierigen Abänderungen, der ich nicht viel hinzufügen kann. Der verbreitetste Typus ist in der Tat als ein mittelkörniger Biotitgranit zu bezeichnen, dessen Plagioklasgehalt in einzelnen, in ihrer Ausdehnung untergeordneten, hornblendehältigen Schwankungen des Hauptgesteines ziemlich groß wird. Diesen Abänderungen vom normalen Gestein, welche sich hauptsächlich in der Nähe des Nordrandes finden, stehen aplitische und pegmatitische Bildungen gegenüber, welche man durch das ganze Massiv antrifft. Die pegmatitischen Änderungen sind meist unscharf abgegrenzt, die aplitischen Modifikationen kommen oft als ziemlich scharf von der granitischen Hauptmasse abgegrenzte ebene Blätter vor; wohl als Nachschübe in die Absonderungsklüfte.

Große Bedeutung erlangt die aplitische Ausbildung im Süden der Masse, wo eine, manchmal wohl gegen 100 *m* mächtige, feinkörnige Randfazies des Granitits den in der Hochregion zwischen Pens und Franzensfeste prächtig erschlossenen Primärkontakt mit den Quarzphylliten begleitet. Diese Randfazies erweist sich dadurch, daß sie sich an den Südrand hält, als eine endogene Kontaktbildung des

Granitits, wie solche auch an anderen Kernen bekannt sind, zum Beispiel durch Becke[1]) als feinkörniger saurer Hof um den Tonalit des Reinwaldkernes. Außer als allmählich aus dem normalen Granit hervorgehende Randfazies trifft man Aplite auch als schlierige, unscharf begrenzte und als scharf vom Hauptgestein abgegrenzte, manchmal mehrere Meter mächtige Gangbildungen, als zweifellose Nachschübe im Granit. Diesen Verhältnissen entsprechend bestehen weitaus die meisten der ungemein zahlreichen Gänge, welche am Kontakt in den Quarzphyllit aufsetzen, aus mehr oder weniger feinkörnigem Aplit, der mit dem Granit in engstem genetischen Zusammenhange steht. Ebenfalls mehr in den randlichen Regionen des Massivs tritt manchmal ein starker Gehalt an rotem Orthoklas auf, welcher eine intensiv ziegelrote Färbung des Gesteins zur Folge hat. Das Auftreten dieses roten Orthoklases erfolgt in kleineren wolkigen Partien des Granits und der Aplite, erstreckt sich jedoch auch auf größere Komplexe. Die bedeutendste Masse solchen roten Granits zieht vom Grat

Fig. 1.



zwischen Niedeck und Tatsch bis ins obere Pensertal hinunter; eine andere hat dem „roten Mandl“ nördlich vom Kreuzjoch den Namen gegeben und zieht von dort gegen Osten, immer in der Nähe des Kontakts, bis ins Flaggertal, wo sie Pichler fand und als Flagger Kalkgranit beschrieb. Die drusige Ausbildung, welcher dieser „Kalkgranit“ seine Entstehung verdankt, ist an den Graniten und Apliten des Gebietes oft zu beobachten, nicht etwa nur an den roten. Im Traminerkar bei Asten im Pensertal erreichen die Drusenräume Kopfgröße und sind von Calcit, dunkelgrünem Chlorit und Quarz ausgefüllt. An einem frischen Stück des prächtigen Flagger Kalkgranits (oder -aplits) ist der Charakter der wasserhellen Calcitaggregate als letzte Ausfüllung allerdings nicht so deutlich, tritt jedoch im Dünnschliff hervor: die Calcitkristalle füllen die Drusenräume vollständig aus und umschließen Bestandteile der Drusenwände, während sie nie etwa selbst als Einschluß zu finden sind.

---

[1]) Becke F., Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner; Tschermaks min. Mitt. 1892, pag. 377.

Basische Konkretionen sind sehr häufig, auch größere basische Schlieren kommen nicht selten vor. In ihrer Anordnung habe ich keine Gesetzmäßigkeit wahrnehmen können, schon weil große Teile des Gebietes zu schlecht aufgeschlossen sind. Auffallend aber ist die Häufigkeit eckiger Formen mit einspringenden Winkeln. Ja selbst von kleinen Gängen des Hauptgesteins durchzogene sind zu finden, wie es vorstehende Zeichnung (Fig. 1) zeigt.

Daraus muß man unbedingt schließen, daß die meisten dieser Konkretionen Trümmer größerer, früher als das Hauptgestein erstarrter konkretionärer Massen sind. Daß es sich bei diesen Vorkommnissen nicht etwa um Schiefereinschlüsse handelt, ergibt der Vergleich mit den zahlreichen echten Einschlüssen, welche man in den Kontaktbreccien am Rande trifft, in Übereinstimmung mit dem petrographischen Befund Petraschecks (l. c.).

Unter den Veränderungen, welche die Vorgänge bei der Gebirgsfaltung an dem schon erstarrten Gestein hervorbrachten, ist die Chloritisierung die wichtigste. Überall, wo eine starke mechanische Inanspruchnahme des Granits erfolgte, namentlich am ganzen Nordsaum, an der Grenze gegen den Tonalitgneis, erhält der Granit durch Chlorit eine charakteristische grüne Färbung. An manchen Stellen des Nordsaums trifft man weitgehende dynamische Schieferung des Granits, begleitet von Chloritisierung. So ist er zum Beispiel am Plattenjoch lokal zu einem Chloritschiefer mit Quarzlagen durch den Anschub von Norden förmlich ausgestreckt und gequetscht. Unter den gänzlich dynamometamorphen Derivaten sind noch zu nennen ziemlich mächtige Lagen mehlfeiner Reibungsbreccie und stark umgewandelte feste Mylonite von den Störungslinien am Nordrand. Zu letzteren gehört auch der von Pichler erwähnte „Maulser Saussurit".

2. Porphyrite.

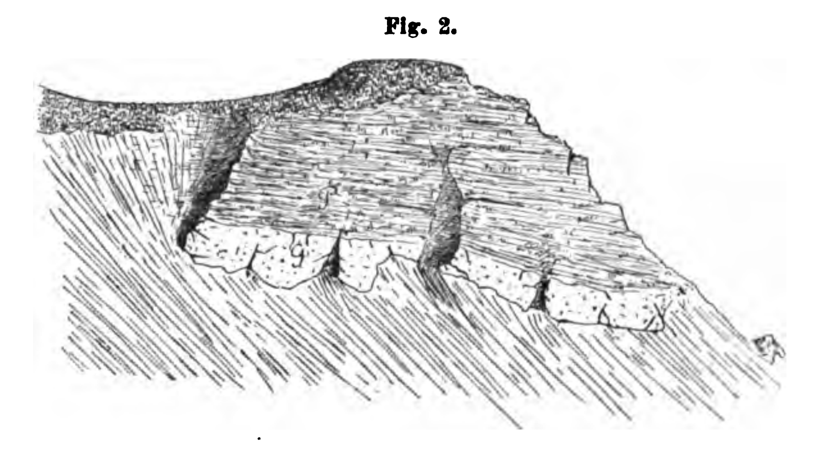
Bei den Begehungen im Granitmassiv und in den Quarzphylliten konnte ich zahlreiche Beobachtungen über neue porphyritische Gänge machen. Über solche Ganggesteine sind ausführliche Untersuchungen von Teller und v. Foullon (L. 23), Cathrein und Spechtenhauser (L. 3, 18) vorhanden; auch fielen sie weniger in den Rahmen meiner Arbeit und eine eingehende petrographische Untersuchung des von mir gesammelten Materials war mir noch nicht möglich.

Schon aus den Angaben der Karte geht nunmehr hervor, daß diese Gänge auch im westlichen Teile des Massivs nicht selten sind; überdies aber kommt man gerade in diesem Teile öfters in die Lage, auf Halden am Fuß der Wände Trümmer solcher Porphyritgänge zu finden, welche man nicht aufsuchen und einzeichnen kann. Die Gänge im Granit erinnern in ihrer Form manchmal an die Aplitgänge, andere sind vertikalen Brüchen gefolgt. Es sind meist Blätter von wenigen Dezimetern bis höchstens 2 *m* Mächtigkeit, im Streichen oft sehr ausdauernd. Dies tritt namentlich an einem Gang hervor, welcher am (orogr.) linken Gehänge des Valsertals horizontal mit wenigen Dezimetern Mächtigkeit, aber sehr ausdauernd in Begleitung paralleler Spalten im Granit dahinzieht. Bequemer zu sehen und

schöner aufgeschlossen sind diese Verhältnisse jedoch an den Hängen des Iffingers und Plattenspitzes gegen die Leisenalpe. Graniteinschlüsse kommen zum Beispiel in dem obenerwähnten Gang im Valsertal vor: sie sind scharfkantig und eckig im Gegensatz zu verschlierten Einschlüssen in einem Gang am Plattenspitzgehänge. In allen anderen Fällen waren Einschlüsse überhaupt nicht zu beobachten. Auch Kontaktmetamorphose am Granit oder endogene Veränderungen an den Gangrändern waren nicht zu bemerken.

In den Quarzphylliten treten diese Gesteine meist in Form echter Gänge auf, am Südgrat der Mutnellspitze jedoch tritt ein stark zersetzter Diorit-Porphyrit als ziemlich ausdauernder Lagergang zutage. In den Gesteinen des Nordrandes habe ich solche Gänge nicht gefunden, eine immerhin wichtige, auch von Cathrein (l. c.) schon vermerkte Tatsache.

Fig. 2.



Westlicher Vorkopf des Kesselberges.

G = Granitporphyrit. — *P* = Quarzphyllit.

Im Granit haben die, ohnehin schon in ihrer Orientierung von den durch Druck und Absonderung entstandenen Klüften bestimmten basischen Gänge auch nachträglich häufig die Gleitflächen für Verschiebungen abgegeben, wie dies besonders schön an einem nachträglich vollkommen druckgeschieferten Gange in der letzten Scharte vor der Schafkammerspitze südlich vom Plattenjoch zu sehen ist.

Die zur Übersicht vorgenommene vorläufige petrographische Durchmusterung zeigte, daß diese feinkörnigen dunklen Porphyrite in die Reihe Diorit-Diabasporphyrite v. Foullons (l. c.) und zu den Pseudo-Tölliten im Sinne Cathreins gehören.

Ein ganz anderer porphyritischer Gesteinstypus kommt an den Nordhängen des Kesselbergs und am West- und Osthang des Essenbergs (beim Missensteinjoch zwischen Pensertal und Meran), meist in Form ausgedehnter und mächtiger Lagergänge, jedoch auch in echten Gängen quer durch die Phyllite greifend vor (Fig. 2).

Die Gesteine sind grünlichgrau bis rot; je nach dem Vorwalten von Plagioklas oder rotem Orthoklas. Die Struktur ist ausgesprochen porphyrisch mit bis über erbsengroßen, typischen Porphyrquarzen, Orthoklasen, Plagioklasen und meist chloritisierten Biotiten.

Endogene Kontaktwirkungen sind besonders schön an einem Gange an der Westseite des Ebnerbergs (südl. von Aberstückl im Pensertal) ausgebildet. Gegen die Wände des Ganges stellt sich ganz allmählich ein dichtes Gemenge von Quarzkörnern ein, in dem zahllose winzige Plagioklasleistchen unterscheidbar sind, während die Gangmitte schön porphyrische Struktur mit den erwähnten Einsprenglingen zeigt.

Diese Gesteine bilden ganz beträchtliche Bestände, welche bisher weder kartiert noch beschrieben sind. Ob diese Gesteine zu dem nahen Granitmassiv in irgendeiner Beziehung stehen, ist durch die Begehungen nicht zu entscheiden, da der Judikarienbruch die beiden Gesteine trennt. Den von Grubenmann (L. 6) beschriebenen Quarzglimmerporphyriten scheinen sie nahe zu stehen.

3. Quarzphyllit.

Im Süden tritt der Granit mit den Quarzphylliten in Berührung. Dieselben weisen im allgemeinen den hinlänglich bekannten und oft beschriebenen Typus des südalpinen Quarzphyllits auf. Die Quarzeinlagerungen werden manchmal bis $^1/_2$ *m* mächtig und sind fast durchwegs konkordant. Diskordanzen habe ich nur bei Aberstückl manchmal beobachtet und es ist bei der starken Verknetung jener am Judikarienbruch liegenden Schichten durchaus nicht ausgeschlossen, daß diese Diskordanzen nachträgliche sind.

Der Granatgehalt dieser Phyllite ist ein schwankender; er dürfte übrigens sehr alt sein, da man in etwa talergroßen Phylliteinschlüssen im Porphyr der Naifschlucht ziemlich große Granaten beobachten kann, deren Bildung nach der Umschließung sehr unwahrscheinlich ist.

Am Essenberg (östlich von Pens) liegt in den Phylliten eine mächtige Lage von Augengneis. Auch anderwärts kommen gneisige Lagen in diesen Phylliten vor, wie zum Beispiel das Profil (Fig. 3) vom Durnholzerjoche zur Nebelseespitze zeigt.

Im Nordhange der Mutnelle treten Bändergneise in engem Zusammenhange mit intrusiven Quergängen auf.

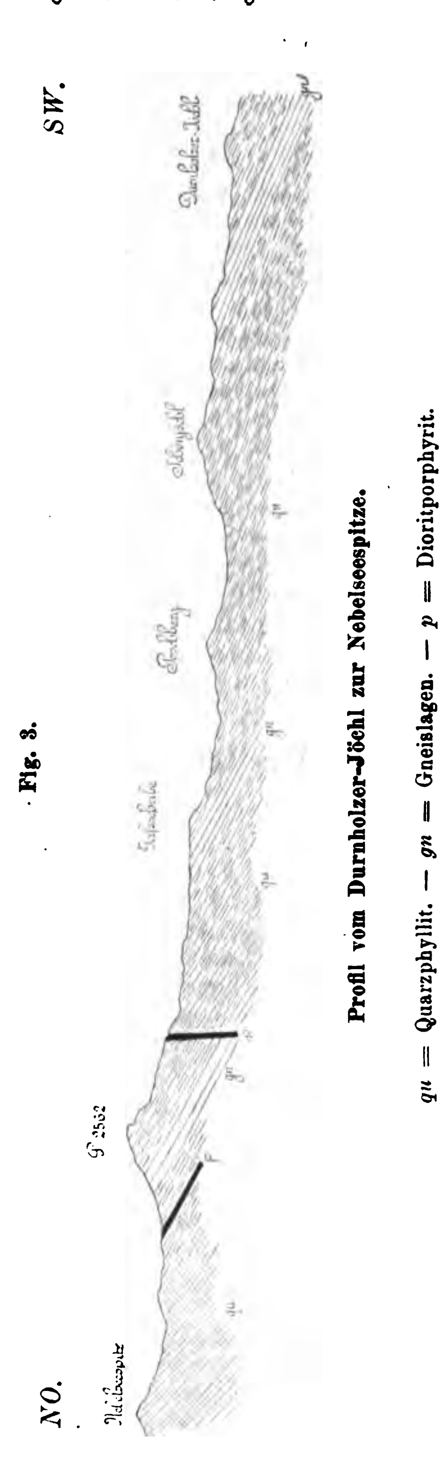
Ob diese mit dem Granit etwas zu tun haben, scheint fraglich.

4. Phyllitgneise.

Unter den Schiefern des Nordrandes nehmen die Phyllitgneise Tellers, was Verbreitung anlangt, die erste Stelle ein und bilden den untersten stratigraphischen Horizont. Sie zeigen geringe Beständigkeit und schwanken zwischen ziemlich phyllitischen und feldspatreicheren feinkörnigen Typen.

In ihnen treten als untergeordnete Schwankungen, oft aber auch in bedeutender, kartierbarer Mächtigkeit Lagen auf, welche durch oft

Fig. 3.



Profil vom Durnholzer-Jöchl zur Nebelseespitze.

qu = Quarzphyllit. — *gn* = Gneislagen. — *p* = Dioritporphyrit.

ungemein reichen Gehalt an Cyanit, Granat und Staurolit auffallen, die „mineralreichen großblätterigen Glimmerschiefer“ Tellers. Einem bestimmten Horizont innerhalb der Phyllitgneise sind sie nicht zuzuweisen. Dagegen erweist sich eine andere mit den Phyllitgneisen syngenetisch verbundene Lage als höchst konstant im Streichen, so daß sie einen für das Studium der Tektonik wertvollen Horizont bildet. Es sind dies Einlagen von kristallinem, etwas muskovitführendem, gebänderten Kalk ohne jede Spur von Versteinerungen. Er bildet manchmal nur dünne Serien von Kalklagen und -linsen, erreicht aber auch eine Mächtigkeit von gegen 50 *m* in mehreren Bänken übereinander. Im Hangenden des Granits vom Gurnatsch und Rensenspitz im Valsertal führen diese Kalke manchmal bis zur Hälfte ihres Gesamtbestandes gleichsinnig orientierte, hellgrüne Tremolit- und Malakolithprismen von einigen Millimetern Länge.

Im gleichen Horizont wie diese Kalke treten manchmal Amphibolite auf, deren Verhältnis zu den Tonalitgneisen später erörtert wird. In den Phyllitgneisen liegen oft schwarze, vollständig klastische Lagen, welche sich für die Untersuchung im Schliffe als unzugänglich erwiesen. Sie zeigen häufig Ausblühungen von Eisen- und Magnesiasalzen und scheinen immer im Zusammenhang mit Dislokationen aufzutreten. Ob sie durch Dislokationen entstanden sind oder nur als weniger widerstandsfähiger Horizont von denselben benutzt wurden, ist nicht gut zu entscheiden; doch scheint das erstere wahrscheinlich.

5. Wackengneise.

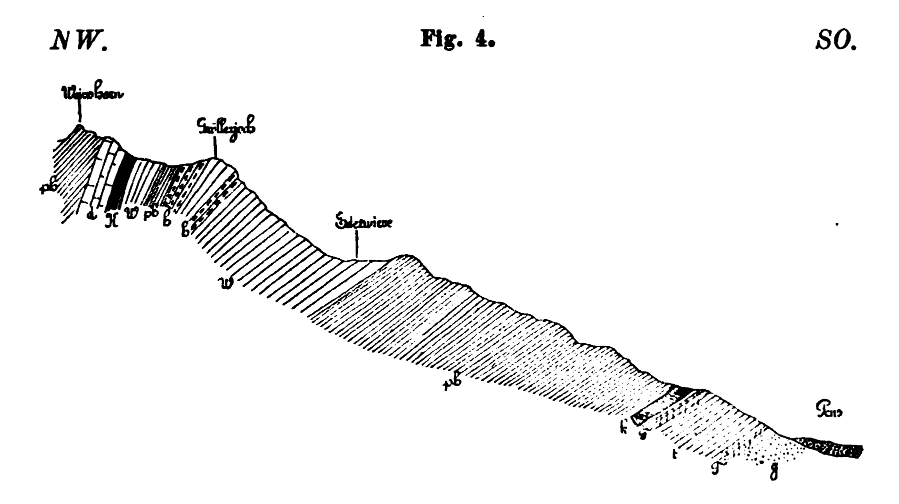
Über dem Phyllitgneishorizont folgt eine Reihe von Gesteinen, welche Pichler aus der Gegend von Mauls als „Maulser Verrucano“ beschrieben hat und Teller auf seiner Karte als Wackengneis mit Talk- und Chloritschiefer bezeichnet. Der Name Wackengneis ist nun allerdings nicht für alle, oft sehr feldspatreichen Gesteine des von Teller einheitlich kartierten Komplexes bezeichnend, denn wir finden darunter auch ganz ungeschieferte und ungemein hornblendereiche Gesteine, welche wegen des Interesses, das die Frage nach ihrer Entstehung bietet, hier eingehender beschrieben werden.

Wenn wir das Profil von Pens gegen das Weißhorn verfolgen, so finden wir über ziemlich großblätterigen Phyllitgneisen gleich den häufigsten Typus unter den zu beschreibenden Gesteinen: ein geschiefertes Gestein mit länglichen dunklen Flecken in weißer Grundmasse. Erstere erweisen sich im Schliff als Aggregate von Amphibolen, letztere zeigt hauptsächlich Plagioklase und etwas Mikroklin. Über diesem Gesteine folgt konkordant eine mächtige Lage eines fast schwarzen, feinkörnigen Amphibolits mit überwiegender Hornblende, Plagioklas und etwas Quarz. Und nun folgen auseinander hervorgehend, aber doch in ungemein raschem Wechsel Lagen mit den verschiedensten Größen der dunklen Partien, von Linsen- bis Kopfgröße, während das Verhältnis der hellen zu den dunklen Bestandteilen ungefähr $^1/_1$ bleibt. Wo die dunklen Partien aber größer werden, ist von Schieferung keine Spur mehr wahrzu-

nehmen. Außerdem liegen konkordant in diesem Komplex wenig mächtige Lagen von Phyllitgneis. Am Gröllerjoch liegt in der hellen Varietät eine dunkle Partie mit scharfen, einspringenden Rändern, in ihrer Zusammensetzung ungefähr der hornblendereichen Varietät entsprechend, aber ungeschiefert. Durchgreifende Lagerungsweise habe ich nicht beobachten können und die weißen Wackengneise, welche in diesem Profil unmittelbar unter den Triaskalken liegen, sind von diesen Gesteinen nicht scharf abtrennbar.

Ob diese Gesteine intrusiv sind, scheint mir daher zweifelhaft. Anderseits würden vielleicht Tuffe und Ergüsse in Frage kommen, welche das Vorkommen der erwähnten Lagenstruktur, die großen Horn-

Fig. 4.



Profil Weisshorn—Pens.

ph = Phyllitgneise. — *K* = Triaskalk. — *d* = Triasdolomit. — *W* = Wackengneise. — *h* = Hornblendegneise. — *k* = Kalk der Phyllitgneise. — *t* = Tonalitgneis. — *g* = Granit. — *T* = Trümmerzonen.

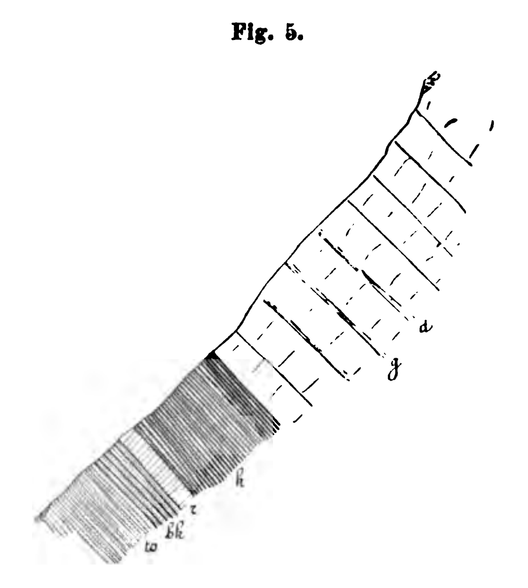
blendeaggregate und das rasche Schwanken der Größe dieser Aggregate erklären könnten. Eine eingehende petrographische Untersuchung dieser Gesteine wird vielleicht Bestimmteres ergeben.

Über diesen „Wackengneisen" folgt meist der eigentliche typische „Maulser Verrucano" Pichlers mit seinen chloritischen und sericitischen Lagen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Schiefer, welche eine ungemein starke mechanische Inanspruchnahme zeigen, nur eine dynamometamorphe Fazies der Wackengneise sind. Zwischen diesen Schiefern und den Triaskalken liegt meist ein Horizont von Tonglimmerschiefern, in welchem schon Kalklagen mit Versteinerungsspuren (Crinoidenstiele?) vorkommen, und der mit der sicheren Trias im engsten Verbande steht. Er bildet einen gewissen Übergang zur Trias und wird von Termier (L. 25) schon dazu gerechnet. (Fig. 4.)

6. Maulser Trias.

Von Pichler (l. c.) wurde das Maulser Vorkommen beschrieben, von Teller (l. c.) im Streichen verfolgt und die Bedeutung dieser Kalke für den Bau des Nordrandes erkannt. Die Mächtigkeit dieser Kalke und Dolomite schwankt, wie aus der Karte ersichtlich, sehr stark. Es fehlen manchmal einzelne ihrer schwächeren Glieder; doch ist die Zusammengehörigkeit dieser Kalke im Streichen und ihre Verschiedenheit von den oben beschriebenen Kalken der Gneisphyllite ganz zweifellos. Ihre ausgebildetste Gliederung zeigen sie in dem Maulserprofil (Fig. 5).

Fig. 5.



Graben im Gehänge nördlich von Mauls.

ts = Talkschiefer der Wackengneise. — *bk* = rötliche und graue Bänderkalke. — *r* = Rauhwacke. — *k* = dunkle gut geschichtete Kalke. — *d* = heller zerknitterter Dolomit mit Gleitblättern, *g*.

Der untere Horizont dunkler, wohlgeschichteter Kalke und der obere hellen, klotzigen Dolomits läßt sich im Streichen ziemlich überall wieder erkennen.

Diese hellen Dolomite zeigen am Zinseler bei Stilfes ungemein starken Geruch nach reinem Schwefelwasserstoff, im Obernbergtale große Nester von pechschwarzem Hornstein bis zu mehreren Metern Durchmesser. Marmorartige Varietäten trifft man unter diesen Kalken nicht; im Dolomithorizont manchmal Rauhwackenlagen. Versteinerungsreste sind außerordentlich häufig. Im Dolomithorizont ist oft das Gestein aus Diploporen förmlich zusammengesetzt. Am häufigsten sind

diese Algen, zahlreiche, aber unbestimmbare Brachiopoden in den dunkleu Kalken und Crinoidenstiele.

Daß es sich um Trias handelt, wurde von allen Beobachtern bis auf Stache (L. 15) übereinstimmend angenommen.

7. Intrusive Gesteine des Schiefermantels.

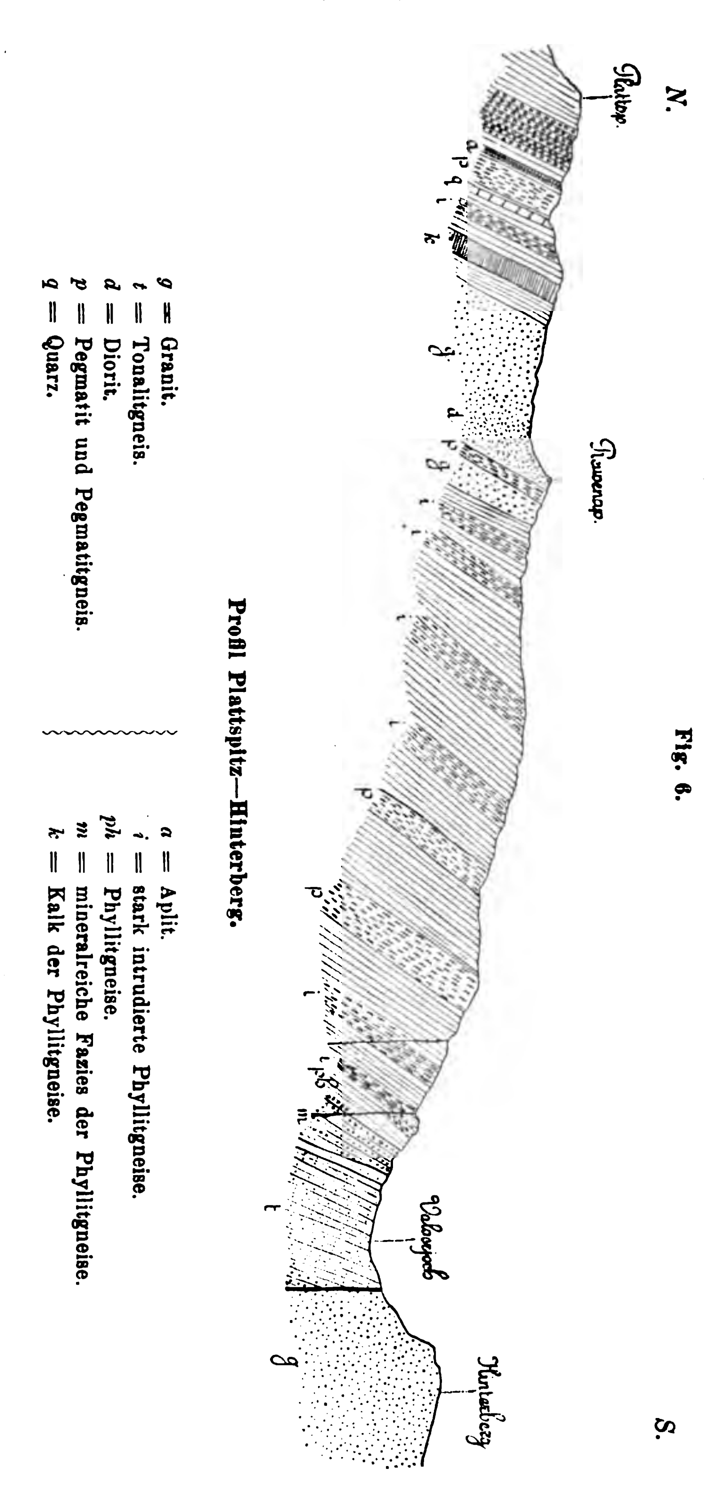
a) Granite, Pegmatite und deren Gneise.

Eine ungemein hervorragende Stellung nimmt unter den Gesteinen am Nordrande des Granitmassivs eine Reihe von granitischen, pegmatitischen und aplitischen, geschieferten und ungeschieferten Gesteinen ein, welche im allgemeinen als Lager von bisweilen bedeutender Mächtigkeit in den Phyllitgneisen liegen. Petrographisch entsprechen sie meist vollständig den von Hammer (L. 7) aus der Ortlergruppe beschriebenen.

In seinem Berichte über die Aufnahmen im Hoch-Pustertale (L. 20) betont schon Teller das häufige Vikariieren und Ineinandergreifen der phyllitischen und der Granit-Pegmatit-Gneise und, daß diese Gneise als stratigraphischer Horizont unbrauchbar und nur Fazies eines großen syngenetischen Komplexes seien. Das ist eine vollkommen richtige Formulierung der Tatsachen, nur ist der Schluß auf die Syngenese der phyllitischen Gesteine mit den granitischen nicht aufrecht zu erhalten, da es sich um ein geradezu klassisches Gebiet von Aufblätterung sedimentärer Komplexe durch Intrusivmassen handelt, wie die folgende Schilderung einiger Profile erweisen wird. (Fig. 6.)

Betrachten wir zunächst das Profil vom Valserjoch nach Norden über die Rensenspitze, so haben wir am Joch selbst Spuren des Bruches, welcher, wie fast überall am Nordrande, das ursprüngliche Verhältnis zwischen Granit und Tonalitgneis verwischt hat. Bald über dem Joch folgen etwa 40° nordfallend anfangs mineralreiche Phyllitgneise, dann die gewöhnliche Fazies der Phyllitgneise mit Quarzlagen und einigen quer über den Grat streichenden, mit der größeren Verwerfung unten am Joch gleichsinnigen, kleineren Brüchen. Dann ein ziemlich mächtiges Lager von Pegmatitgneis in der Begleitung mehrerer kleinerer. Hierauf folgen wieder mehrere etwas größere Lager und schon fast auf der Höhe ein Lager von mittelkörnigem Muskovit-Pegmatit-Gneis, welcher von manchen Fazies des jetzt folgenden, schwach geschieferten Granitlagers nicht zu unterscheiden ist. In diesem Granit liegt eine kleinere tonalitische Schliere, über demselben wieder eine Lage von Pegmatitgneis. In dieser kann man einen Gang des folgenden Tonalits mit großen braunen Biotiten und stark pleochroitischen schwarzen Hornblendesäulchen bemerken, welcher seinerseits auch in kleineren schlierigen Partien im Granit vorkommt, hier aber ganz bedeutende Mächtigkeit erreicht. Auf diese große tonalitische Schliere folgt wieder Granit, welcher, wo er auch seine schwache Schieferung noch einbüßt, vom Brixner Granitit nicht zu unterscheiden ist. Er zeigt im Schliff feingefaserten Orthoklas, ziemlich viel Plagioklas, Quarz mit vielen kleinen Flüssigkeits-

Fig. 6.



Profil Plattspitz—Hinterberg.

g = Granit.
t = Tonalitgneis.
d = Diorit.
p = Pegmatit und Pegmatitgneis.
q = Quarz.

a = Aplit.
i = stark intrudierte Phyllitgneise.
ph = Phyllitgneise.
m = mineralreiche Fazies der Phyllitgneise.
k = Kalk der Phyllitgneise.

einschlüssen und Biotit; kurz er ist vom typischen Brixner Granitit nicht zu unterscheiden. Er führt scharfkantige Schiefereinschlüsse und zeigt in den hangenden Phyllitgneisen prächtige Gangbildungen. In diesem Phyllitgneis treten Quarzlinsen auf, welche manchmal in ihrem Kern noch durch Ansammlung von Feldspat und Muskovit granitische Ausbildung zeigen und sich durch kleinere primäre Diskordanzen oft als Intrusionen erweisen.

In manchen seiner Lagerapophysen wird der Granit saurer: er wird durch Ausbildung von Muskovit einer Fazies des obenerwähnten



Fig. 7.



Nordgrat des Gurnatsch nordöstlich von Vals.

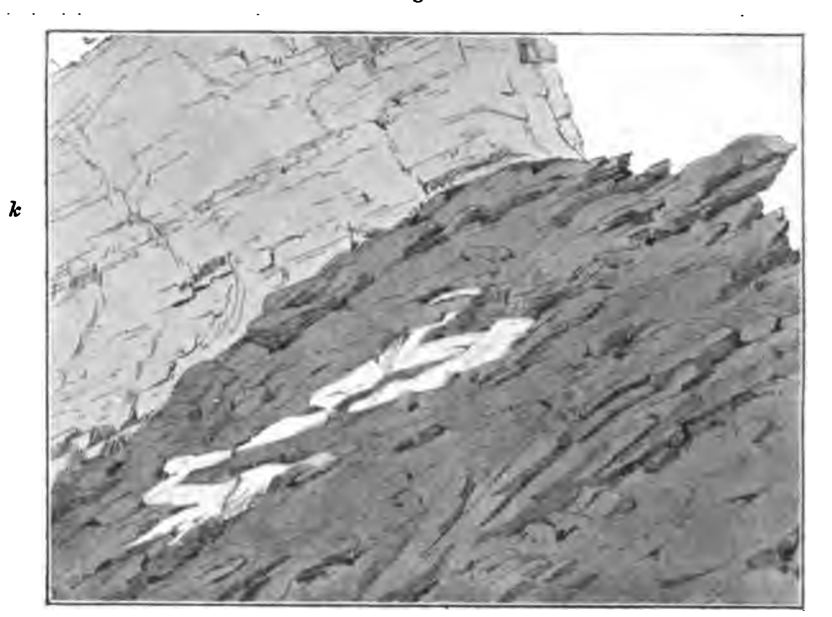
Bis zur feinsten Vergneisung führende saure Injektionen im Phyllitgneis.

Vgl. pag. 722.

Pegmatitgneises vollkommen gleich. In den von solchen muskovitgranitischen Fazies des Hauptgranits durchzogenen Phyllitgneisen liegen die schon beschriebenen alten Kalke mit Tremolitprismen, welche auch Lagen von Muskovit-Pegmatitgneis zwischen sich halten, und zwar oft sehr dünne in vollständiger Konkordanz. Es folgt noch ein Komplex von Phyllitgneisen, in welchem zahlreiche, meist konkordante, manchmal durch Querapophysen verbundene und etwas quergreifende Gänge von Pegmatitgneis und fast reinen Quarzen stecken. Darüber folgt wieder die mineralführende Fazies der Phyllitgneise. Wenn man nun, etwa dem erwähnten Kalkzuge folgend, in das der Rensenspitze

westlich anliegende Kar hinabsteigt, so gewinnt man in jenen Steilgräben prächtigen Einblick in die Lager- und Gangintrusionen des Granits und der in seiner Begleitung auftretenden, meist geschieferten Muskovitgranite, Aplite und Pegmatite. Auch kann man wieder die Beobachtung machen, daß von diesen Intrusionen, so untrennbar sie miteinander durch alle möglichen Übergangsfazies verknüpft sind, doch manchmal eine Intrusion eine schon früher erstarrte vorgefunden haben muß, indem zum Beispiel granitische Quergänge durch die von Pegmatitschnüren durchzogenen Gneise scharf durchsetzen. An den Blöcken, welche am

Fig. 8.



Pegmatitintrusion im Hangenden des Gurnatschgranits.

Ph = Phyllitgneis mit der Intrusion, *k* = Kalk der Phyllitgneise.

Vgl. pag. 723.

Fuß der Wände liegen, kann man beobachten, daß die dioritische Fazies als schlierige, vom Granit nicht scharf abgetrennte Bildung in demselben liegt.

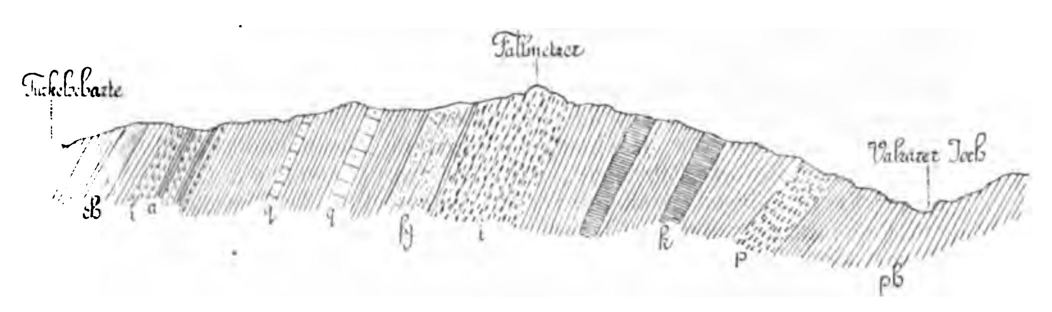
Ähnlich sind die Verhältnisse in dem Nord-Südprofil über dem Gurnatsch zwischen Valser- und Altfaßtal. Der erste Teil dieses Profils ist im wesentlichen gleich wie beim anderen. Wenn wir vom Gipfel des Gurnatsch gegen Norden hinuntersteigen, so sehen wir, daß kurz vor einem konkordanten Phyllitgneisblatt der etwas geschieferte Granit feinkörniger wird und Muskovit ausgebildet hat. Er enthält zahlreiche Phyllitgneiseinschlüsse. Die nun folgende Phyllitgneislage ist von zahllosen, oft ungemein fein werdenden Lagergängen dieses Muskovit-

granits injiciert, so daß man tatsächlich von Vergneisung reden kann. (Fig. 7.) Darauf folgt eine Lage vollständig von Aplitgranit aufgeblätterten Schiefers und in den folgenden Phyllitgneisen, Amphiboliten und Kalken wieder Lager und Gänge von Muskovitgranit, Aplit und fast reinem Quarz. (Fig. 8.)

Wenn wir den Weg von Vals zur Fanne talein verfolgen, so treffen wir im Granit des Gurnatsch rechts vom Wege eine feinkörnige dioritische Schliere und, wo der Weg die letzte Steigung überwindet, ein sehr gutes und leicht zugängliches Profil durch die von echten und Lagergängen durchsetzten Schiefer.

Ebenso bietet ein Gang durchs Altfaßtal zum Großen See einen Einblick in die Intrusionen und namentlich sind noch am Großen See in den dortigen ruhig nordfallenden Phyllitgneisen und Chloritschiefern klare Quarze auch in schöner Querlagerung zu beobachten. (Fig 9.)

S. **Fig. 9.** N.



Profil Furkelscharte—Valzarer Joch.

p = Pegmatit. — *i* = stark intrudierte Phyllitgneise. — *fg* = feinkörniger Granitgneis. — *q* = Quarzintrusionen. — *a* = Aplit. — *ph* = Phyllitgneise. — *k* = Kalke der Phyllitgneise. — *ch* = Chloritschiefer.

Wir haben also in diesen Profilen ein meist schwach geschiefertes, manchmal ungeschiefertes Granititlager mit dioritischen, oft sehr mächtigen Schlieren, sauren Randbildungen und mit ihm in engster Verbindung stehende pegmatitische, aplitische und quarzitische Gänge, meist Lagergänge. Echte Gangbildungen und Schiefereinschlüsse beweisen den intrusiven Charakter aller dieser Gesteine.

Je weiter wir nach Osten gehen, desto mehr treten in den Profilen die Pegmatite, Granite und ihre Gneise in den Vordergrund. Trotz der im allgemeinen konkordanten Lagerungsweise fehlt es nie an Schiefereinschlüssen und primären Diskordanzen, welche den intrusiven Charakter dieser Gesteine erweisen. Besonders schön sind diese Aufblätterungen in den Ostwänden des Sambock bei Bruneck entwickelt, wo sie mit den Phyllitgneisen als einheitliche Masse gefaltet sind. Zugleich kann man am Fuß der Wände an zahl-

reichen Blöcken kleinere Quergänge von Pegmatit beobachten. Diesen Verhältnissen könnte nur eine Karte in ziemlich großem Maßstabe Rechnung tragen und es geht so leider ein höchst charakteristischer Zug im Kartenbilde verloren, den die beiliegenden Profile einigermaßen ersetzen sollen. Gegen Osten setzen sich diese Gesteine in der Gruppe des Hochnall fort, gegen Westen finden wir kleinere pegmatitische und aplitische Gänge und Linsen ziemlich verbreitet. Erst im Hangenden des Iffinger treten wieder etwas größere Lager und Quergänge schöner Turmalinpegmatite auf, welche am Larchbühel zu mächtiger Entfaltung gelangen. Letzteres Vorkommen hat Grubenmann (L. 5, L. 6) beschrieben und mit der Brixner Masse in Zusammenhang gebracht. Unzweifelhaft kommen am Nordrand der Brixner Masse wie am Südrand [1]) Pegmatite vor, welche mit dem Hauptgestein in engem Zusammenhange stehen [2]), doch ist es nicht feststehend, daß jene mächtigen Lager von geschiefertem und ungeschiefertem Turmalinpegmatit, welche einen so großen Anteil am Aufbau des Nordrands nehmen, mit dem Brixner Granit syngenetisch sind, denn sie sind mit demselben nirgends durch Quergänge verbunden. Festzuhalten ist für diese Frage einerseits, daß am Gurnatsch und am Rensenspitz normale Granitite vorkommen, welche durch die oben beschriebenen muskovitreichen Fazies mit den Pegmatiten und im weiteren Streichen mit den Graniten des Hochnall in engstem Zusammenhang stehen. Anderseits gibt es Tatsachen, wie das von Hammer (L. 7.) in dieser Frage geltend gemachte Durchbrechen eines Töllitganges durch ein Pegmatitlager bei Egart, welche dafür sprechen, daß die Bildung dieser Gesteine dem Auftreten des Brixner Granits vorherging. Hammer erwähnt bezüglich dieser Gesteine auch, daß er in den Triaskalken des Ortler keine Pegmatite fand; ebensowenig habe ich in der Maulser Trias solche Intrusionen gefunden, was auffallend und wichtig ist, da sie in den Phyllitgneisen und ihren Kalken im Liegenden und in dem über die Trias geschobenen Hangenden überall vorkommen. Die große Ähnlichkeit der Profile durch den Brixner Granit und Gurnatschkern mit den von Löwl (L. 9) durch den Rieserferner- und Zinsnockkern veröffentlichten ist unverkennbar.

Jedoch können erst viel ausgedehntere weitere Aufnahmen entscheiden, ob wir es in diesen Gebieten mit einer einheitlichen Intrusion oder mit einer Interferenz zweier verschieden alter Intrusionen zu tun haben.

b) Muskovitgneise.

Im Anschluß an diese Gesteine ist ein petrographisch nahestehendes zu erwähnen, nämlich einige Lagen von Muskovitgneis, in welchen weder Schiefereinschlüsse, noch konkretionäre Bildungen, noch

[1]) Hier habe ich nur in einem einzigen Fall am Primärkontakt der Sulzenalm einen pegmatitischen Quergang in den Quarzphylliten beobachtet, während alle anderen Gänge feinkörnige Granite oder Aplite sind.

[2]) So zum Beispiel in den Aufschlüssen der Gilfpromenade in Meran, in der zweiten wasserführenden Klamm am Weg von Videgg zur Gemeindesäge, welche überhaupt einen bequem erreichbaren und guten Einblick in die Verhältnisse an der Nordgrenze gibt.

ein Quergreifen in die Phyllitgneise zu beobachten war. Es sind ziemlich gut geschieferte, grobflaserige Gneise mit Muskovit, Feldspataugen und oft spärlichem Quarz.

Fig. 10.

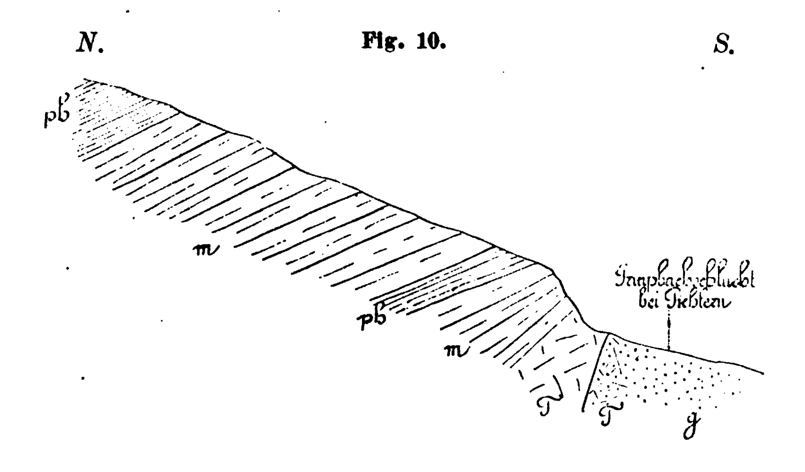
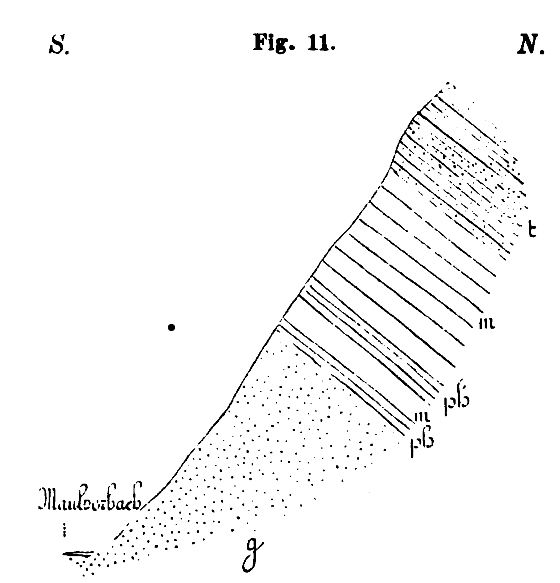


Fig. 11.



m = Muskovitgneis. — *ph* = Phyllitgneis. — *g* = Granit. — *T* = Trümmerzone. — *t* = Tonalitgneis.

Eine Lage von solchem Muskovitgneis liegt in dem Profil durch den Graben am Valserjoch zwischen Granit und Tonalitgneis. In der Schlucht des Gruipbachs bei Pichlern stehen sie mit dem Granit, der dort randliche Druckschieferung, aber keine Tonalitgneiszone aufweist, im Sekundärkontakt (Fig. 10 und Fig. 11).

c) Tonalitgneise.

Unter den Intrusivgesteinen am Nordrand der Brixner Masse nehmen die Tonalitgneise eine eigenartige Stellung ein, was schon aus einem kurzen Rückblick über die widersprechenden Auffassungen hervorgeht, welche sie erfahren haben. Sie wurden als, vielleicht kontaktmetamorpher, Bestandteil des Schiefermantels (Pichler, L. 10), als mit den phyllitischen Grenzgesteinen durch alle Übergänge verbundene Derivate des Tonalitmagmas (Teller, L. 19), als von Schiefer und Granit scharf getrennte dioritische Schliere, mit deren Förderung die Intrusion des Iffingerkerns begann (Löwl, L, 9) und am häufigsten als basische Randfazies mit reiner Druckschieferung bezeichnet (Becke[1]), Grubenmann, L. 5, Künzli, L. 8, Petrascheck, L. 12). Von Petrascheck besteht (l. c.) eine ungemein eingehende petrographische Untersuchung einiger Typen aus dieser Gesteinsgruppe.

Bemerkenswert ist zunächst, daß der ganze Komplex der Tonalitgneise ein nicht annähernd so einheitliches Gebilde ist wie der Granit. Lagen, in welchen dunkle Hornblende in kleinen Individuen überwiegt, wechseln mit ganz hornblendefreien aus Plagioklas und etwas Quarzmörtel, welche manchmal mehrere Meter Mächtigkeit erreichen. Der häufigste Typus ist ein mittelkörniger mit Biotit, Hornblende, Plagioklas und Quarz. Außer diesen Verschiedenheiten von Korn und Mineralbestand in größeren Lagen treffen wir dunkle Konkretionen, welche parallel der Schieferung spindelförmig ausgezogen sind (zum Beispiel im Tonalitgneis der Heißbodenalm und in der Talferschlucht bei Asten im hintersten Pensertal).

In der ersten wasserführenden Schlucht des (orogr.) linken Gehänges im Eggertal bei Mauls, welches durch seine Schluchten die besten Einblicke in die Stellung der Tonalitgneise zu den Phyllitgneisen gibt, finden wir in den Phyllitgneisen (in deren kalkigem Horizont) tonalitische Injektionen, welche keine Schieferung, geringe Kataklase und eine Ansammlung fast der ganzen Hornblende gegen den Schiefer hin zeigen. In jener Schlucht sind Injektionen von sehr verschiedener Zusammensetzung in den Schiefern zu sehen: fast nur aus Hornblende bestehende, solche ohne Hornblende, nur aus Plagioklas und Quarz, und Turmalinpegmatite. Noch eine andere Beobachtung ist bereits in diesen Schluchten zu machen, welche für die Stellung der Tonalitgneise von Bedeutung ist. Schon aus Künzlis (L. 8) Untersuchungen an der Ultenmasse ging hervor, daß in den randlichen Tonalitgneis kaum veränderte Schiefer des Hangenden manchmal aufgenommen sind. In einem von Petrascheck (L. 12.) veröffentlichten Profil Tellers von Rabenstein zur Heißbodenalpe tritt ebenfalls eine Phyllitgneislage von ziemlicher Mächtigkeit zwischen Tonalitgneis und Granit auf.

Diese Einlagerung von Schiefern des Hangenden in den Tonalitgneis und zwischen Tonalitgneis und Granit erwies sich als ein häufig wiederkehrender, geradezu wesentlicher Zug im Bau des Nordrandes der

---

[1]) Führer für die geolog. Exkursionen in Österreich. IX. Internationaler Geologenkongreß, VIII., pag. 40.

Masse. Zwischen Tonalitgneis und Granit treten fast an allen Profilen Teile des Schiefermantels auf (Phyllitgneise im Hang über Rabenstein, kalkige Lagen im Eggertal, Muskovitgneis in einem Graben am Valserjoch). Die Mächtigkeit dieser Lagen schwankt von etwa 30 *m* bis unter 1 *m*. Sie sind auffallenderweise kaum durch feinere Aufblätterungen und Injektionen verändert, jedoch oft sehr stark dynamometamorph, weil sie als schwache Lage zwischen den viel kompakteren Tonalitgneisen und dem Granit oft die Basis für Dislokationen abgaben. Sie sind dann manchmal (Eggertal) in schwarze, der mikroskopischen Untersuchung unzugängliche Mylonite umgewandelt, deren Herkunft noch ihr bedeutender Kalkgehalt und ihre schwarze Farbe im Vergleich zu den Myloniten der Tonalitgneise und des Granits verrät. Diese Dislokationen erschweren den Einblick in das Verhältnis zwischen Granit und Tonalitgneis sehr. Jedoch kann ich sagen, daß mir am ganzen Nordrand der Brixner Masse keine Stelle begegnet ist, wo sich der Tonalitgneis als Randfazies etwa in ähnlicher Weise wie die aplitische Fazies am Südrand oder die obenerwähnte rote, orthoklasreiche Fazies allmählich aus dem Granit herausbildet. Ebenso wird die Bezeichnung als Randfazies schlechthin durch die häufige Einlagerung von Mantelgesteinen an der Grenze zwischen Granit und Tonalitgneis modifiziert. Denn es ist nicht gut vorstellbar, daß nach dem Auftreten der Masse gerade hinter diesen Blättern eine andere Differenzierung stattgefunden hätte. Für diese Frage und für die Frage nach dem Zustandekommen der Schieferung ist ein Profil über das Niedeck, östlich von Penserjoch, von Bedeutung. Wenn wir dem Granitmassiv entgegengehen, so folgt auf ziemlich feldspatreichen, großblätterigen Phyllitgneis in vollständiger Konkordanz der gewöhnliche Hornblendetonalitgneis mit deutlicher Schieferung. In demselben liegt ebenfalls konkordant ein etliche Meter mächtiges Phyllitgneisblatt; dann folgt wieder Tonalitgneis und dann eine wohl 50 *m* mächtige, vom Tonalitgneis scharf abgetrennte Lage von Granit, der zwar, wie immer in dieser stark gepreßten Region, chloritischen Habitus, aber keine Spur von Schieferung zeigt. Auf ihn folgt wieder Tonalitgneis und dann die an rotem Orthoklas reiche Fazies des Granitmassivs.

Der Wert dieses Aufschlusses wird dadurch beeinträchtigt, daß infolge der starken Störungen der Gangcharakter der Graniteinlage nicht sicher festzustellen ist. Derselbe ist jedoch höchst wahrscheinlich; auf jeden Fall ist es wichtig, daß wir hier ungeschieferten Granit zwischen geschiefertem Tonalitgneis haben. Denn, falls man die Schieferung des Tonalitgneises als reine Druckschieferung erklärt [1]), so ist es auffallend, daß dieser Granit zwischen dem Tonalitgneis ganz ungeschiefert blieb. Übrigens zeigt der obenerwähnte Wechsel zwischen hornblendereichen und hornblendeärmeren Lagen, daß mindestens schlierige Lagenstruktur schon vor der Kataklase vorhanden war. Die Tonalitgneise bilden eine Zone von wenigen bis gegen 400 *m* Mächtigkeit und fehlen an manchen Stellen ganz.

[1]) Wobei die zu „schweifartigen und linsenförmigen Körpern ausgezogenen Quarze und Feldspate" eine wichtige Rolle spielen. Vgl. Petrascheck (L. 12, pag. 58 ff.).

Im Anschluß an die Tonalitgneise sind noch Hornblendegneise von unzweifelhaft intrusiver Lagerungsweise zu erwähnen, welche ich im Schiefermantel. schon weit vom Granitmassiv, am Wege von Videgg nach Obertall im Passeier und in den Phyllitgneisen, welche im Obernbergtale über den Triaskalken liegen, in wenig mächtigen Vorkommnissen fand.

Im Horizont der alten Kalke treten ferner Amphibolite auf, welche in ihren großkörnigeren Partien von manchen Tonalitgneisen kaum zu unterscheiden sind. Sie führen Plagioklas, stark pleochroitische Hornblende und Quarz, auch als Einschluß in derselben, und zeigen in plattgedrückten, aber einheitlich auslöschenden Hornblendestengeln Spuren von Umkristallisation. Es sind gewöhnliche Amphibolite, welche im Kalkhorizont der Phyllitgneise (auch im nördlichen Hangenden des Gurnatsch im Valsertal) meist unter den Kalken, aber auch als konkordante Lagen zwischen denselben vorkommen. Über ihre Beziehungen zu den Tonalitgneisen, welche sich in manchen Übergängen zu erkennen geben, werden erst ausführliche mikroskopische und analytische Untersuchungen aufklären können.

Fassen wir diese Ergebnisse zusammen, so müssen wir sagen: Die Tonalitgneise tragen den Charakter aufblätternder Ergüsse, welche vom Hauptgestein ziemlich scharf abgetrennt und wenigstens früher als dasselbe erstarrt sind[1]. Sie zeigen primär parallel geordnete Schlieren. Im Schiefermantel liegen den Tonalitgneisen manchmal sehr nahestehende Hornblendegneise, zum Teil in durchgreifender Lagerung, welche wohl mit den Tonalitgneisen genetisch zusammenhängen. Diese Auffassung der Tonalitgneise steht der von Löwl geäußerten am nächsten, während anderseits Tellers Angabe von Übergängen zwischen Schiefer und Tonalitgneis insofern eine Tatsache wiedergibt, als in den Phyllitgneisen wieder den Tonalitgneisen ähnliche Gesteine auftreten.

Leider erst nach Abschluß dieser Arbeit wurden dem Verfasser durch freundliche Mitteilung des Herrn Bergrates Teller dessen Studien an den Tonalit- und Granititintrusionen der Blätter Praßberg[2] und Eisenkappel[3] aus dem Jahre 1898 bekannt, welche mehrfach auffallende Analogien mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit aufweisen. Teller kam bezüglich jener Gebiete zu dem Resultat, daß die „Tonalite mit Parallelstruktur“, welche von Eisenkappel in Kärnten bis in die Gegend von Weitenstein in Steiermark in einer Länge von über 37·6 *km* O—W bei auffallend geringer Breite aufgeschlossen liegen, als „lakkolithische Intrusionen“ („aufblätternde“ im Sinne der obigen Darstellung) in das geologisch

[1]) Was übrigens ihre Auffassung als Randfazies noch nicht widerlegen würde, da ja in den basischen Konkretionen ebenfalls früher als die Hauptmasse erstarrte syngenetische Bildungen vorliegen.

[2]) Erläuterungen zur geologischen Karte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der österr.-ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 84, Praßberg an der Sann, von F. Teller. Wien 1898. Verlag der Reichsanstalt, in Kommission bei Rudolf Lechner, I. Graben 31, pag. 22 u. 140.

[3]) l. c. Nr. 83, Eisenkappel und Kanker.

älteste Schichtglied eines OW streichenden Faltenwurfes eintraten. „In einem späteren Stadium“, „vielleicht erst nach Abschluß“ einer nach Nord gerichteten Überschiebung der mit Tonalit intrudierten Faltenanlage, „erfolgte auf einer in der Achse der ersten Intrusion liegenden Spalte der Durchbruch eines granitischen, mit basischen Massen verschlierten Magmas“. Die vollständige Übereinstimmung dieser Tonalite mit den flaserigen Tonaliträndern der anderen periadriatischen Massen wird von Teller betont, so daß die Auffassung der Tonalitgneise des Brixner Gebietes als aufblätternder Vorläufer des Granits, welche in diesem Gebiete durch Berührung zwischen Tonalitgneis und Granit und durch jüngere Dislokationen erschwert wird, dem Verfasser eine neue wichtige Stütze erhalten zu haben scheint.

III. Kontakt und Tektonik.

Wenn wir dem Weg von Meran zum Naifpaß folgen, so treffen wir zunächst bei Vernaun auf stark zerkneteten Quarzphyllit. Darüber folgen, wie aus einer Begehung der Gehänge hervorgeht, Tuffe und Konglomerate des Porphyrs, in welchen zahlreiche Phylliteinschlüsse zu finden sind, aber auch bei genauestem Suchen keine Spur von Granitit. Über diesem Komplex trifft man bei Allfreid wieder Phyllit, dessen Stellung im Schichtverbande nicht aufgeschlossen ist; da er aber an der Grenze zwischen Granit und Porphyr liegt, ist es wohl ein in den Bruch eingeklemmter Rest der Quarzphyllitdecke des Granits, wie wir sie später besser erschlossen noch häufig zu beobachten Gelegenheit haben. Im weiteren Verlauf des Weges schneidet derselbe die Grenze zwischen Granit und Porphyr, ohne daß die beiden die geringste Beziehung zueinander zeigen: sie sind miteinander erst nachträglich in Berührung gebracht. Im Oberlaufe der Naifschlucht ergibt sich ein schöner Blick auf den flachliegenden, etwas südwestfallenden Porphyr und die mächtigen Bänke von rotem Grödner Sandstein über ihm, welche in einer Zone stärkster Zertrümmerung an den Granit stoßen. In einem Graben, der zur Leisenalm hinabzieht, sind diese Verhältnisse besser erschlossen: auf den stark zertrümmerten Granit, welcher aber die aplitische Randfazies noch erkennen läßt, folgt steilstehender, stark zerkneteter, sericitischer und rostiger Phyllit und auf denselben noch ebenfalls ganz zermürbte Reste des Grödner Sandsteins, während wir am Kesselberg drüben den etwa 30° west-südwestfallenden Phyllit mit den obenerwähnten mächtigen porphyritischen Gängen haben. In den Gräben des Sagbachtales (gegen Aberstückl) treffen wir ungefähr dieselben Verhältnisse: einen Streifen von stark zerquetschtem Phyllit am Granit, aber in derselben Höhe am gegenüberliegenden Gehänge nicht Phyllit, sondern bis zum Talboden hinunter Gneis, welcher konkordant in den Phylliten liegt; es muß also eine Verschiebung stattgefunden haben. Ihre Sprunghöhe und relative Richtung ist hier nicht zu ermitteln, da unter jenem Gneis anderseits wieder Phyllit zutage tritt. Diese Dislokation, in



welcher Teller die Fortsetzung des Judikarienbruchs erkannt hat (l. c.), läßt sich am Südrand des Granits bis Weißenbach verfolgen und es ist in diesem ganzen Streifen das Verhältnis zwischen Granit und Phyllit nirgends mehr das ursprüngliche. Am besten erschlossen sind diese Verhältnisse in der Schlucht des Felderbachs bei Aberstückl und in den Schluchten, welche etwas südlich von Rabenstein das Gehänge schneiden. Daher ist auch die im Profil von Rabenstein mit der Granitgrenze gleichsinnig 50° unter den Granit einfallende Phyllitlage für die Frage nach der allfälligen Unterlage des Granits nicht zu brauchen. Es ist vielmehr aus der mehrere Meter mächtigen Lage von mehlfeinem Zerreibsel, welche zwischen beiden Gesteinen

Fig. 12.



Blick vom Schönjoch auf den Kontakt zwischen Granit (links) und Quarzphyllit (rechts) an der Kreuzjochspitze.

liegt, und aus den gleichsinnigen Gleitblättern im hangenden Granit auf eine Überschiebung zu schließen, wie auch Teller getan hat.

Nun fehlt es an Aufschlüssen über die Tektonik des Südrandes bis in die Gegend von Pens. Ein Abbiegen des Bruches in die südlichen Quarzphyllite konnte ich nicht feststellen.

Von Pens bis Franzensfeste haben wir, vollkommen den nachmals zu wenig berücksichtigten Angaben Tellers entsprechend, ein in Streichen und Fallen der Kontaktfläche konkordant aufliegendes, kuppelförmiges Quarzphyllitdach. Den schönsten Einblick in dieses Verhältnis erlangt man durch den Blick vom Schönjoch bei der Bergleralpe gegen das Kreuzjoch. (Fig. 12.) Anderseits treten diese Verhältnisse mit voller Deutlichkeit durch die Kartierung und Verfolgung des Schieferstreichens zutage.

Durch eine Begehung der zahlreichen Kare, welche den Kontakt anschneiden, ergeben sich noch einige wesentliche Züge. Wo sich der Phyllit dem Granit nähert, erhält er, manchmal schon auf eine Entfernung von mehreren hundert Metern (z. B. an der Traminer Scharte nordöstlich von Pens) dichten und festen Habitus und splitterigen Bruch. Die Muskovithäute verschwinden und es tritt eine Anreicherung mit Quarz und Feldspat ein, sowohl im allgemeinen als besonders stark in einzelnen konkordanten Lagen, so daß der Phyllit ein bändergneisartiges Aussehen erhält. Die Intensität dieser Veränderung nimmt im allgemeinen gegen den Granit hin zu, aber nicht gleichmäßig: es folgen manchmal auf stark vergneiste Partien wieder dem Phyllit näherstehende. Jene obenerwähnten Lagen bestehen teils fast vollständig aus Quarz, welcher Biotite aus seiner Umgebung eingeschlossen hält. Diese haben ihre Sechseckform bisweilen so stark eingebüßt, daß sie als rundliche Tröpfchen im einheitlich auslöschenden Quarz hängen. Eine andere solche Lage erwies sich als überwiegend aus Labrador bestehend; zwischen den Plagioklasen fand sich etwas Quarzmörtel, während sie selbst geringe Kataklase zeigten. Sehr bemerkbar macht sich gegen den Granit hin eine Anreicherung mit Aggregaten winziger dunkler, wohlausgebildeter Biotite, welche ganz in der Nähe von Granitgängen und in manchen Einschlüssen als gehäufte schwarze Tupfen dem Kontaktschiefer eine dunkle Färbung verleihen. Eine eingehende petrographische Untersuchung einiger von diesen Kontaktgesteinen ist bei Petrascheck (l. c.) zu finden.

In diese Schiefer hat der Granit allenthalben so zahlreiche Gänge gesandt, daß man manchmal zweifeln kann, ob man von einer im Granit schwimmenden Riesenkontaktbreccie oder von Gängen im Schiefer sprechen soll. Unter diesen Gängen [1]) trifft man normalgranitische, welche eine etwa *2 cm* breite aplitische Randfazies zeigen. Weit häufiger sind mehr oder weniger feinkörnige Gänge. Denn dieselbe endogene Kontaktwirkung, welche an jenen Gangrändern so zierlich zum Ausdruck kommt, machte sich in großem Maßstabe am Granitmassiv geltend.

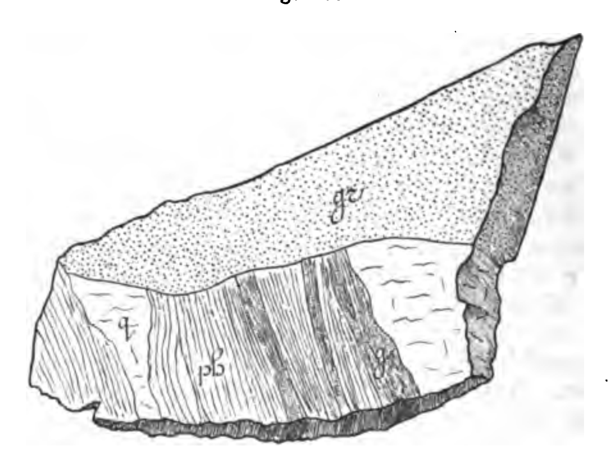
Es kam fast überall am südlichen Primärkontakt zur Ausbildung einer manchmal wohl 100 *m* breiten feinkörnigen Randfazies, welcher die meisten der im Schiefer aufsetzenden Gänge angehören und in der auch die meisten jener oft gewaltigen Schieferschollen eingebettet liegen, welche man von Pens bis zu den letzten Aufschlüssen bei Kiens im Granit finden kann, z. B. auch an jener in der Literatur so oft zitierten Stelle beim Schabser Tunnel, wo schon Pichler (l. c.) Primärkontakt zwischen Phyllit und Granit fand. Auch an diesen schon feinkörnigen Gängen kann man manchmal beobachten, daß sie noch aplitischere Gegenränder ausgebildet haben. Auch an einem ober dem Florerhof bei Meran gefundenen Schiefereinschluß im normalen Granit fand ich

[1]) Von den leichter zugänglichen: im Kar der Karspitze gegen den Sattel bei Franzensfeste eine mächtige, normalgranitische Apophyse; sehr schöne Aufschlüsse im Gehänge östlich von der Kienser Kirche.

einen sauren Hof von etwa 2 *cm* Breite, ähnlich denen, welche man auch um manche Konkretionen antrifft.

Weitaus die Mehrzahl der beobachteten Gänge sind echte Gänge, es kommen jedoch auch Lagergänge vor, z. B. an der Karspitze. Dort ist auch eine sehr weitgehende Vergneisung des Phyllits durch Granitsubstanz schön zu beobachten. Sicher aber ist, daß die Bildung jener obenerwähnten bändergneisartigen Schichten, man mag sie nun mit dem Granit in Zusammenhang bringen oder nicht, den beim Auftreten der Masse in die Kuppel dringenden Granitgängen vorhergegangen sein muß, da diese Lagen ebenso wie die Quarze von Granitgängen scharf geschnitten wurden und in ihrer Nähe nicht im geringsten stärkere Ausbildung aufweisen, wie beistehende Zeichnung (Fig. 13, nach einer Photographie) zeigt.

Fig. 13.



gr = Granit. — *q* = Quarz. — *ph* = Phyllit. — *g* = Bändergneis.

Die überwiegend quergreifende Ausbildung der Gänge und die reichlich vorhandene Kontaktbreccie, kurz der ganze Typus der Intrusionen im Vergleiche zu dem bei den Pegmatiten des Nordrandes beschriebenen muß im Zusammenhange stehen mit dem Zustand, in welchem die Schichten getroffen wurden.

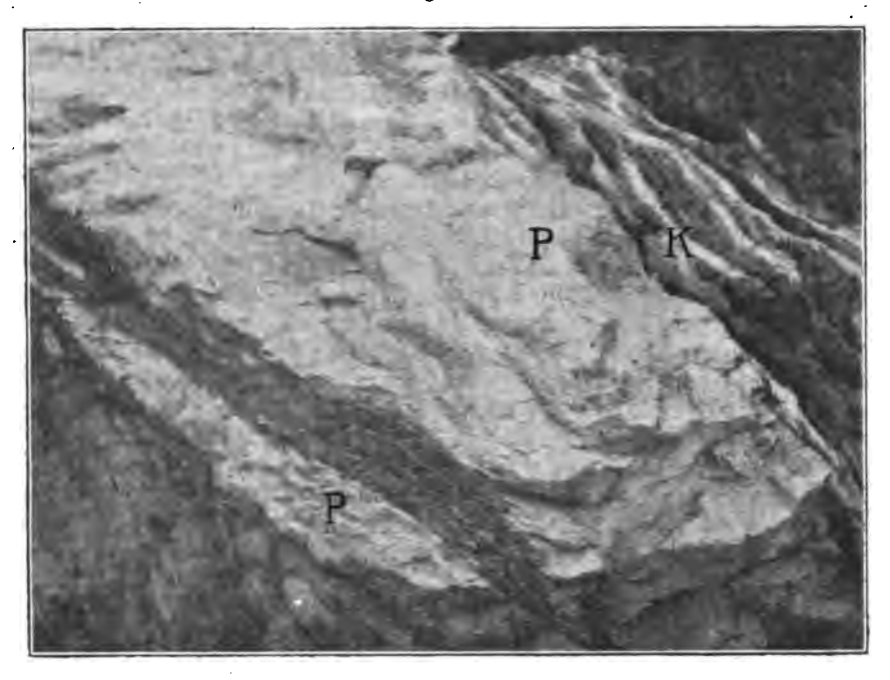
Das Verhältnis der Schiefer zum Granit wird ein anderes, sobald wir das Eisacktal überschreiten. Zwischen Schabs und Aicha streichen sie tatsächlich, wie Pichler (l. c.) angibt, fast unter rechtem Winkel gegen die Granitgrenze und haben hier in der feinkörnigeren Fazies Kontaktbreccie gebildet. Eine Schieferkuppel ist von da an nicht mehr nachzuweisen. Es streichen vielmehr die stark gestörten Phyllite unter mehr oder weniger großen Winkeln gegen die auf der Karte gezogene Granitgrenze. Da jedoch auch hier die Kontaktgesteine, die aplitischen Gänge im Phyllit und

die Verschweißung zwischen Granit und Phyllit vorhanden sind[1]), kann man einen bemerkenswerten Bruch wie Rothpletz (L. 13) nicht annehmen. Wir haben vom Eisacktale bis zum Ostende des Granits Primärkontakt, oft Streichen der Schiefer gegen die Grenze und bei Kiens steiles Einfallen der Phyllite am Kontakt unter den Granit.

Betrachten wir nun die Verhältnisse am Nordrand, so haben wir, bei Meran durch die tiefen Furchen im Gehänge des Iffinger



Fig. 14.



Seitenwand eines Grabens am Weg von Videgg zur Gemeindesäge.

In den Phyllitgneisen Pegmatite (*P*), in den Kalken (*K*) die im Text besprochenen Knollen. Vgl. pag. 734.

aufgeschlossen und auf der Karte schön hervortretend, ein regelmäßiges, im ganzen konkordant auf dem Granit liegendes Schieferdach, das sich auch im Streichen der Granitgrenze vollkommen anbequemt. Unmittelbar auf dem Granit liegt jener früher beschriebene Kalkhorizont der Phyllitgneise, dessen Gneise, Kalke und Amphibolite oft als konkordante Lagen zwischen

[1]) Diesbezügliche Aufschlüsse sind zu finden: kurz vor dem Töllwirtshaus an der Pustertaler Reichsstraße linker Hand; beim Putzer Hof in der Rienzschlucht, wo sie von der Bahnlinie abzweigt; wo die Granitgrenze gegen Nieder-Vintl herabstreicht und im Steinbruch ost-südöstlich von Nieder-Vintl — am schönsten aber in dem obenerwähnten Gehänge östlich von der Kienser Kirche.

Tonalitgneis und Granit und im Tonalitgneis erscheinen. Dabei erfahren die konkordant zwischen den Kalken liegenden Amphibolitlagen oft eine starke Anreicherung mit Feldspat und werden großkörniger, so daß es oft schwer ist zu entscheiden, ob man einen derartig veränderten Amphibolit oder einen gewöhnlichen Tonalitgneis vor sich hat. Sie kommen da in Gesellschaft von Pegmatiten vor und haben sich, wo sie als dünnere Lage, wie man sie auch anderwärts trifft, in den Kalken liegen, zu eigentümlich knopfigen Aggregaten zusammengeballt. (Fig. 14.) In diesen Aggregaten fand ich schilfige Hornblende schwimmend in einer einheitlich auslöschenden Grundmasse von Quarz, welcher zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse und Glaseinschlüsse (mit mehreren Libellen) enthält. Diese Konkretionen sind wohl als Kontaktwirkungen aufzufassen. Trotz dieser nahen Beziehungen des Granits zum sedimentären Horizont haben wir doch keinen ungestörten Primärkontakt, sondern überall in der Nähe des Granits kleinere Dislokationen, so daß der Einblick in diese Grenzverhältnisse sehr erschwert wird. Um große Verwerfungen kann es sich aber, wie aus diesen Beziehungen des Granits zur Schieferhülle hervorgeht, nicht handeln. Wir haben es hier vielmehr mit Spuren des Anschubs zu tun, welcher sich weiter östlich in den südwärts gerichteten Überschiebungen und Einfaltungen der Triaskalke immer deutlicher ausprägt [1]).

Als ein überaus wichtiger Zug ergibt sich nun, daß von Meran bis Mauls der Granit in demselben, durch seine Kalke und Quarzitbänke und manchmal auftretenden Amphibolite gut charakterisierten Horizont der Phyllitgneise liegt, was auch auf der Karte als ein höchst markanter Zug hervortritt. Teile dieses Horizonts, meist Gneise, manchmal auch Kalke, erscheinen in voller Konkordanz im Tonalitgneis und an der Grenze zwischen demselben und dem Granit wieder; Tonalitgneise auch als dünnere Lagen in den Gneisen und zwischen Kalken, so daß die Beziehungen dieses Horizonts zum Tonalitgneis äußerst enge sind und die Frage nahetritt, ob nicht und in welcher Weise etwa die Differenzierung der Tonalitgneise mit dem Horizont zusammenhängt, in welchem sie auftreten. Diese Frage ist nur durch ausgedehnte petrographische und analytische Untersuchungen zu entscheiden.

Wo der Granit in den Hängen des Sarntales verläuft, ist überall (besonders schön in dem Kar der Gruipalpe über Aberstückl) das konkordante, ja kuppelförmig über den Granit gebogene Lagern der Kalke über dem Granit zu beobachten. Diese Kalke zeigen im Schliff manchmal, zum Beispiel in einem Stück aus dem Felderbachtal bei Aberstückl, in einem klastischen Calcitkörneraggregat ganz rundliche oder als kantengerundete Pyramiden ausgebildete, ganz unversehrte Quarze mit Einschlüssen von Calcit; außerdem zahlreiche wohlausgebildete Pyrite. Sonst konnte ich an ihnen nichts Auffallendes finden.

Nördlich von Weißenbach beginnt die von Teller (l. c.) entdeckte Überschiebung der Phyllitgneise über die Maulser Kalke. Wir

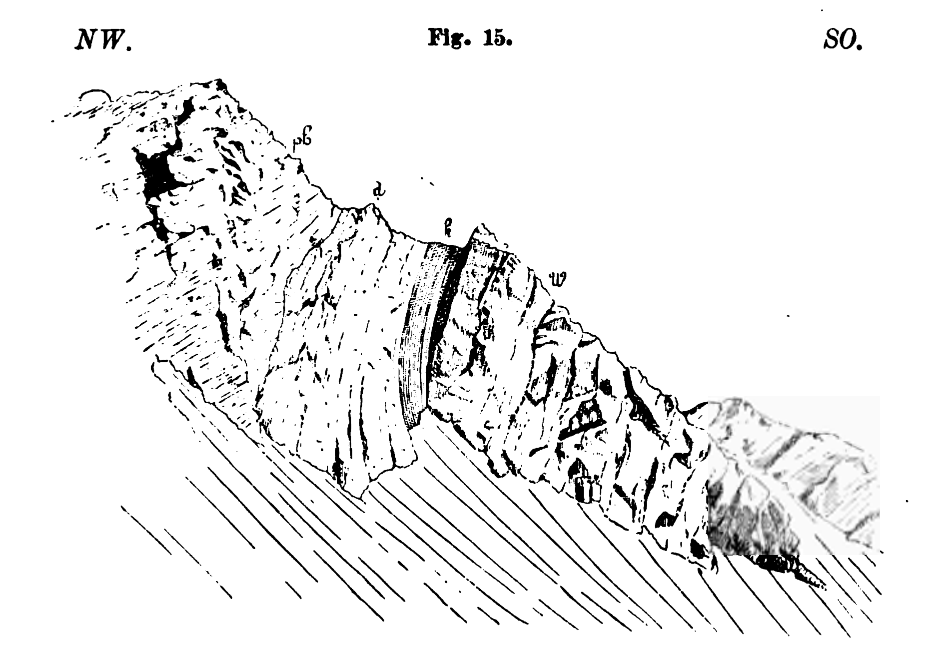
---

[1]) Nicht aber mit einem Ostwestschub, wie Rothpletz (Compt.-rend. du congrès géologique à Vienne 1903) vermutet.

haben im Streichen und Fallen stark geknickte Kalke vor uns, welche in Synklinalen eingefaltet sind. Diese Synklinalen liegen im Obernbergtale etwa 45° nordfallend; richten sich am Weißhorn steil auf; nordwestlich vom Penserjoch liegen sie wieder etwas flacher und richten sich bis Stilfes wieder saiger (Fig. 15).

Das untere Ende dieser Falten liegt nicht am Tage, ihr Hangendflügel ist nicht immer vorhanden. Bei Mauls hat sich ihr Streichen mit dem der Schiefer aus NO in NW geändert; sie liegen als flachere Synklinale in den Schiefern, werden jedoch steil und von

NW. **Fig. 15.** *SO.*



Blick auf das Weisshorn aus dem Obernbergertal.

(Nach einer Photographie.)

ph = Phyllitgneis. — *d* = massiger Dolomit. — *k* = feingebankte Kalke. — *W* = Wackengneis.

starken untergeordneteren Dislokationen betroffen, wo sie sich dem Granit nähern (im Maulser Himmelreich).

Was die Verhältnisse am Granit anlangt, so beginnen schon am Niedeck beim Penserjoch die Spuren eines Bruches. Derselbe prägt sich in den Aufschlüssen des Eggertales immer deutlicher aus, indem, meist zwischen Granit und Tonalitgneis, von mehligen Zerreibseln erfüllte Verwerfungsklüfte an mächtigen Harnischen liegen und die ganze Grenzzone in ein Trümmerwerk zerlegt ist, welches starke Muren niedersendet. Dieser Bruch ist als Trümmerzone am ganzen Nordrande bis Kiens zu verfolgen. Das Dörfchen Vals steht auf einem Murkegel, welcher sich aus dieser Zone ins

Tal ergoß und einst See- und Torfbildung ober sich zur Folge hatte. Rothpletz hat in seinem Querschnitte der Ostalpen diesen Bruch nördlich von Mühlbach festgestellt.

Die Tektonik der im Norden des Brixner Granits auftretenden intrusiven Lager ist, um Wiederholungen zu vermeiden, bei ihrer Beschreibung und in den betreffenden Profilen behandelt. Als ein wichtiger Zug ist noch die auffallende Ähnlichkeit zu erwähnen, welche das Hangende des Gurnatsch- und Rensengranits mit dem des Brixner Granits in den Meraner und Sarntaler Hängen hat. Ob dies wirklich ein und derselbe Horizont ist, wage ich erst nach weiteren Erfahrungen in der Stratigraphie jener Gebiete zu entscheiden.

Der Brixner Granit ist also ein Kern, welcher weder Lakkolith- noch Stockcharakter ausgeprägt zeigt. Er steht von Pens an meist in einer aplitischen Randfazies mit den südlichen Quarzphylliten in Primärkontakt. An seinem Nordrand liegt er unter einem Phyllitgneismantel, dem zahlreiche Intrusivlager pegmatitischer, granitischer und dioritischer Natur eingebettet sind, welche mit ihm nicht durch quergreifende Apophysen in Verbindung stehen. Strengster Primärkontakt besteht am Nordrande nur noch von der Zenoburg gegen Westen (nach Künzli). Die ganze Westhälfte des Granits liegt im Norden genau unter demselben (Kalkphyllit-)Horizont der Phyllitgneise. Reste irgendeines den Granit vor der Erosion überwölbenden Daches sind nicht vorhanden. Ebensowenig konnte ein Lakkolithboden nachgewiesen werden.

Der auffallendste Zug im Baue des Massivs ist der Gegensatz zwischen seiner nördlichen und seiner südlichen Umrandung: im Norden die Phyllitgneise in untrennbar engem Verband mit den Tonalitgneisen, im Süden die Quarzphyllite meist in Primärkontakt mit dem Granit. In Bezug auf diese Verhältnisse kommt zunächst der Hinweis E. Suess' [1]) auf die Stellung der Tonalitintrusionen Adamello—Bachergebirge am Dislokationsgürtel zwischen Alpen und Dinariden und die Auffassung Salomons (L. 17) in Betracht, nach welcher die periadriatischen Kerne ihre Entstehung wahrscheinlich einer kräftigen Einsenkung des rings um das Nordende der Adria gelegenen Bruchfeldes verdanken. Wenn wir uns das Auftreten der Brixner Masse im Anschlusse an ein Absinken der Quarzphyllite denken, so haben wir allerdings eine Erklärung für die Tatsache, daß im Norden und Süden so verschiedene Fazies von dem auftretenden Granit berührt wurden, jedoch scheint dem Verfasser die Quarzphyllitkuppel zwischen Pens und Franzensfeste und der Mangel an primären Diskordanzen zwischen dem Granit und dem nördlichen Schieferdache dieser Vorstellungsweise nicht günstig zu sein, ohne sie allerdings auszuschließen. Näher liegt vielleicht die Vorstellung [2]),

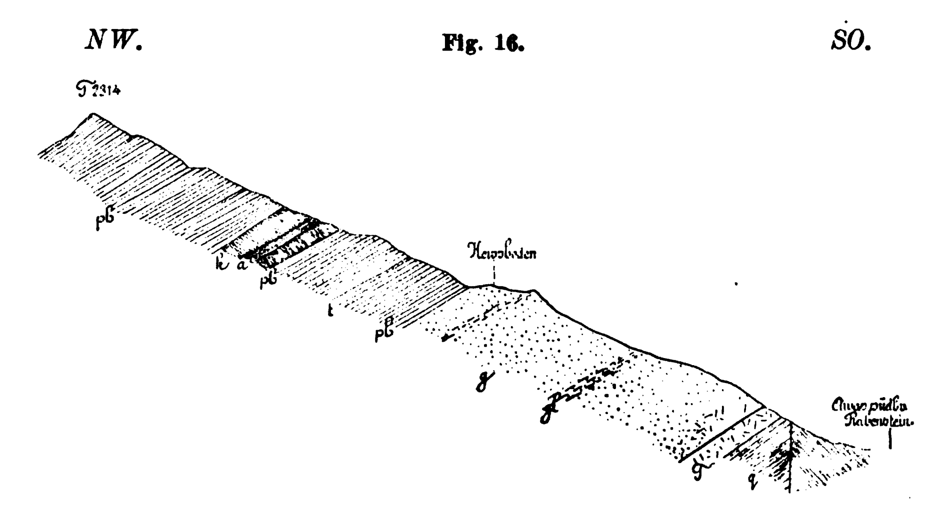
---

[1]) Antlitz der Erde, III. Bd., pag. 426.

[2]) Von einer ähnlichen machte Löwl für die Verhältnisse am Granatspitzkern viel weitgehenderen Gebrauch. Jahrb. d. R.-A. 1895, pag. 615. Vgl. auch Rothpletz (L. 18).

daß schon vor dem Auftreten des Granits an der alpino-dinarischen Grenze verschiedene Fazies aneinander stießen und daß sich der Granit eben an diese schon vorgebildete schwache Stelle, vielleicht eine Festlandgrenze, hielt. Löwl hat sich in dieser Frage nicht geäußert, Rothpletz' Ansicht ist weiter unten erwähnt.

Kürzlich hat Termier (L. 26) eine (von ihm selbst als hypothetisch bezeichnete) Deutung der Dislokationen am Nordrand der Brixner Masse veröffentlicht, auf welche etwas näher einzugehen ist, da sie, wenn haltbar, eine Reihe von schwierigen Fragen, namentlich nach den Beziehungen zwischen dem Granit und den Intrusivlagern des nördlichen Schiefermantels, überflüssig machen würde. Termier faßt diese Dislokationen als einen Teil der großen alpino-dinarischen



Heissboden—Rabenstein.

g = Granit mit druckgeschiefertem Gleitblatt = *gl*. — *t* = Tonalitgneis. — *k* = Kalke der Phyllitgneise. — *a* = Amphibolit. — *ph* = Phyllitgneise. — *qu* = Quarzphyllit. — *T* = Zone mehlfeiner Zerreibsel.

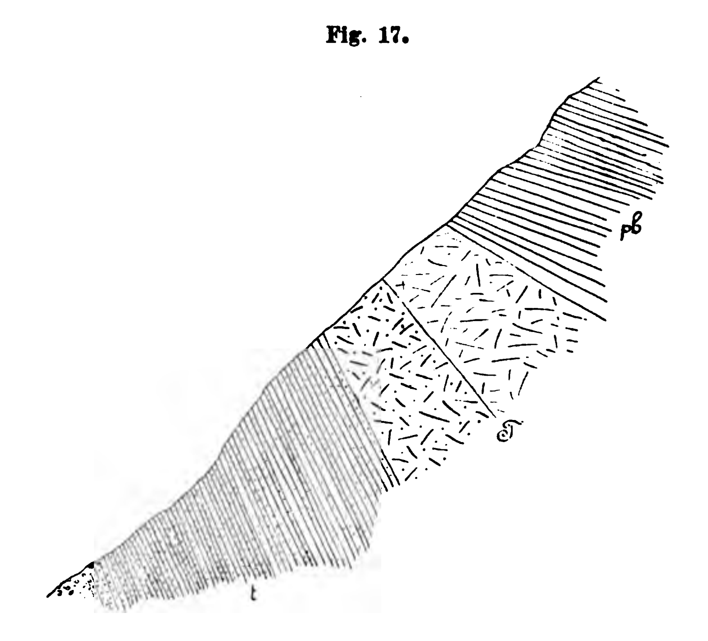
Störungslinie (vom Nordrande des Adamello bis zum Gailbruch) zusammen und unterscheidet sie ausdrücklich von der judikarischen Senkungslinie, welche jünger und eben eine Senkungslinie ist, während die alpino-dinarische Linie am Nordrande des Brixner Massivs einer Überschiebung des dinarischen Granits auf die alpinen Schiefer entspricht, welche samt ihren intrusiven Einlagen mit dem Granit so in Berührung kamen und also genetisch mit ihm nichts zu tun haben.

Was nun zunächst den am Ausgang des Ultentales liegenden, vom Verfasser nicht untersuchten Teil des Brixner Granitmassivs anlangt, so geht aus E. Künzlis eingehender Darstellung hervor, daß dort „zweifellos primärer Kontakt vorliegt“ (L. 8, pag. 438). Am Nordwestrand der eigentlichen Iffingermasse ist die Kontaktzone



nach Künzli (l. c.) mit der um die Ultener Masse so nahe verwandt, daß Künzli die Annahme einer bedeutenderen Verwerfung zwischen dem Tonalit und den Schiefern unbegründet scheint. Übrigens hatte schon Grubenmann Pegmatite des Marlingerberges als Sendlinge des Tonalits betrachtet und auf enge Beziehungen zwischen dem Tonalit und den ihm nördlich anliegenden Schiefern hingewiesen, so daß ihm offenbar der Gedanke an ein so sekundäres Verhältnis zwischen Tonalit und Schiefern, wie es Termier annimmt, ganz fern lag. Daß an der Grenze zwischen dem massiven Granitklotz und den Schiefern Gleitungen und Verschiebungen stattfanden, welche

Fig. 17.



Graben im Gehänge WSW von Asten.

t = Tonalitgneis. — *T* = Zone vollständiger Zertrümmerung. — *ph* = Phyllitgneis.

den Kontakt modifizierten, wäre bei dem immerhin steilen Fallen der Kontaktfläche zu erwarten, selbst wenn man von den gegen Osten viel deutlicher werdenden Spuren des Anschubs und der Stauung der nördlichen Schiefer am Granit nichts wüßte. Das Bedenklichste scheint aber, daß durch Termiers Idee ein komplizierter Mechanismus gefordert wird, um den Tonalit im Nordwesthang des Iffingers in dieselbe Lage zu bringen, in welcher er sich etwas weiter westlich primär befindet.

Noch schwerer aber fällt es in den Gehängen des Pensertals, die Auffassung Termiers festzuhalten. Denn hier können wir, wie das auf Seite 737 stehende Profil (Fig. 16) zeigt, eher einen Aufschub

der nördlichen Phyllitgneise auf den Granit und des Granits über den südlichen Quarzphyllit annehmen.

Auch in den Gräben des Gehänges zwischen Weißenbach und Asten, für deren Verhältnisse das vorstehende Profil (Fig. 17) typisch ist, gibt es schwerlich Anhaltspunkte, um eine Überschiebung im Sinne Termiers zu konstatieren.

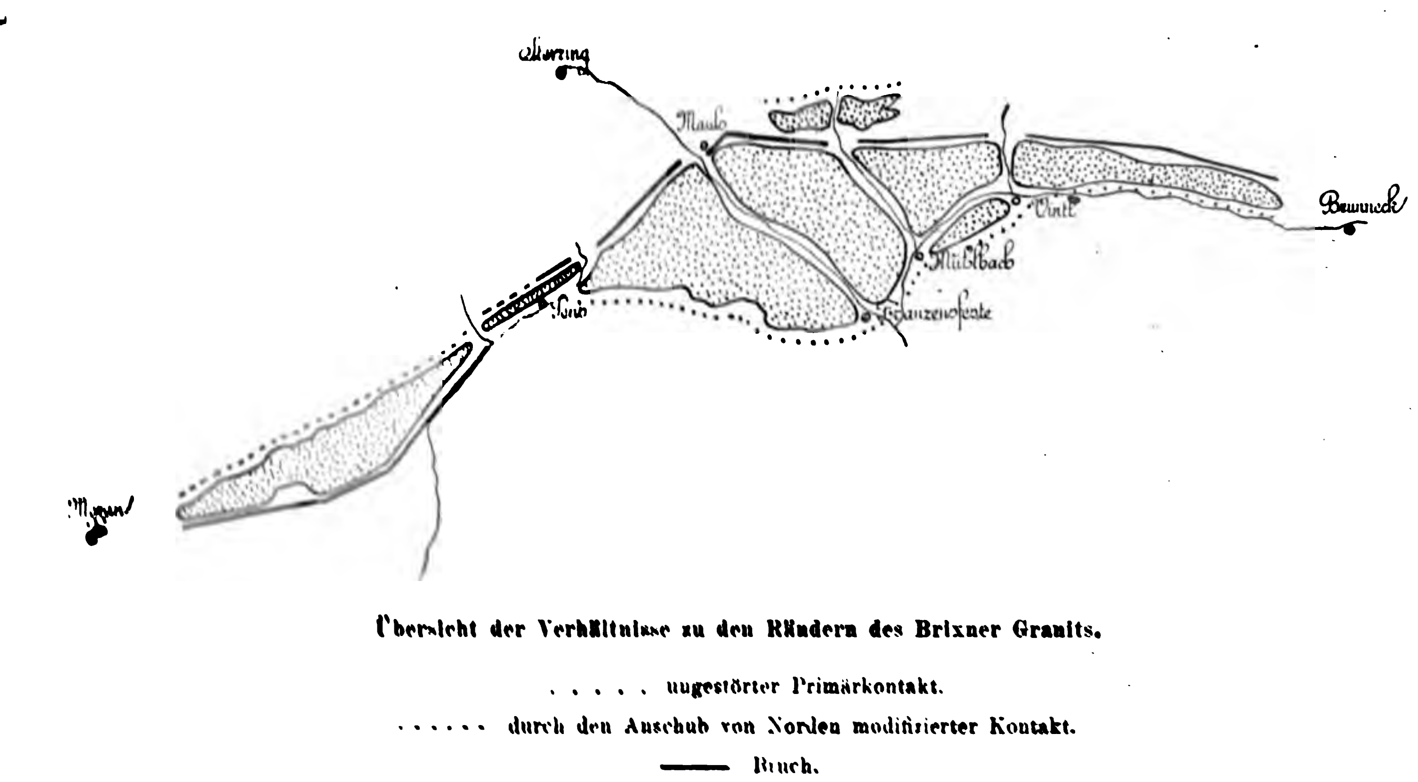
Im Gehänge, welches vom Ons gegen das Eggertal herabzieht, können wir in den schon mehrfach erwähnten zwei Schluchten den Kalklinsen und Bänder führenden Horizont der Phyllitgneise, den wir bisher fast immer im Hangenden des Granits trafen, wohl schon auf einige hundert Meter Entfernung vom Granit gegen denselben einfallen sehen mit Neigungen von 80° bis (ausnahmsweise) 20°, gewöhnlich etwa 40°. Die Phyllitgneise befinden sich in untrennbarem primären Verband mit dem Tonalitgneis, welcher (in der, vom Talausgang gezählt, zweiten wasserführenden Schlucht) ebenfalls noch gegen den Granit einfällt. Die etwas vom Granit wegfallende mächtige Verwerfungsfläche zwischen Tonalitgneis und Granit aber macht die Behauptung, daß die Phyllitgneise sich wirklich unter den Granit hinein fortsetzen, unbeweisbar, und so kann auch diese einzige einigermaßen im Sinne Termiers deutbare Stelle nicht zugunsten seiner Auffassung entscheiden.

Im weiteren Verlauf der Nordgrenze sind dem Verfasser keine für Termiers Hypothese, deren volle Beurteilung sich der geologischen Erfahrung des Verfassers übrigens entzieht, sprechenden Tatsachen bekannt geworden. Wenn man an eine Überschiebung des Granits auf die Phyllitgneise denken will, so müßte man nicht nur eine später erfolgte Senkung des Massivs und Steilstellung der Überschiebungsfläche annehmen, wie dies Termier tut, sondern überdies noch hernach den Aufschub der Phyllitgneise auf den Granit, dessen Spuren in jenen Profilen allein noch vorhanden sind, an welchen eine Überschiebung überhaupt zu sehen ist (vgl. auch die folgenden Übersichten über die Tektonik, pag. 740 und 741).

IV. Zur Frage nach dem Alter.

Über das Alter dieser Masse wurden sehr verschiedene Meinungen geäußert. Pichler (l. c.) schloß aus den Verhältnissen bei Mauls, daß der Granit jünger als die Trias sei, weil sie, nachdem sie vom Granit durchbrochen worden sei, nicht in diese Lage gebracht worden sein könne, „ebensowenig wird sie erst hernach abgesetzt worden sein". Nun ist aber die Trias bei Mauls durch einen Bruch vom Granit getrennt und überdies sicher erst in diese Lage gebracht, nämlich eingefaltet worden, nachdem der Granit schon am Platze war, denn derselbe große Anschub, welcher diese Kalke einfaltete, hat anderwärts am starren Granit genug Merkmale hinterlassen. Stache erklärte sich 1879 (L. 16) für das vorkarbonische Alter dieser Masse und Teller, der beste Kenner dieses Gebietes (L. 20), schreibt ihr hohes Alter zu, er hält sie für ein Äquivalent der älteren Kernmasse



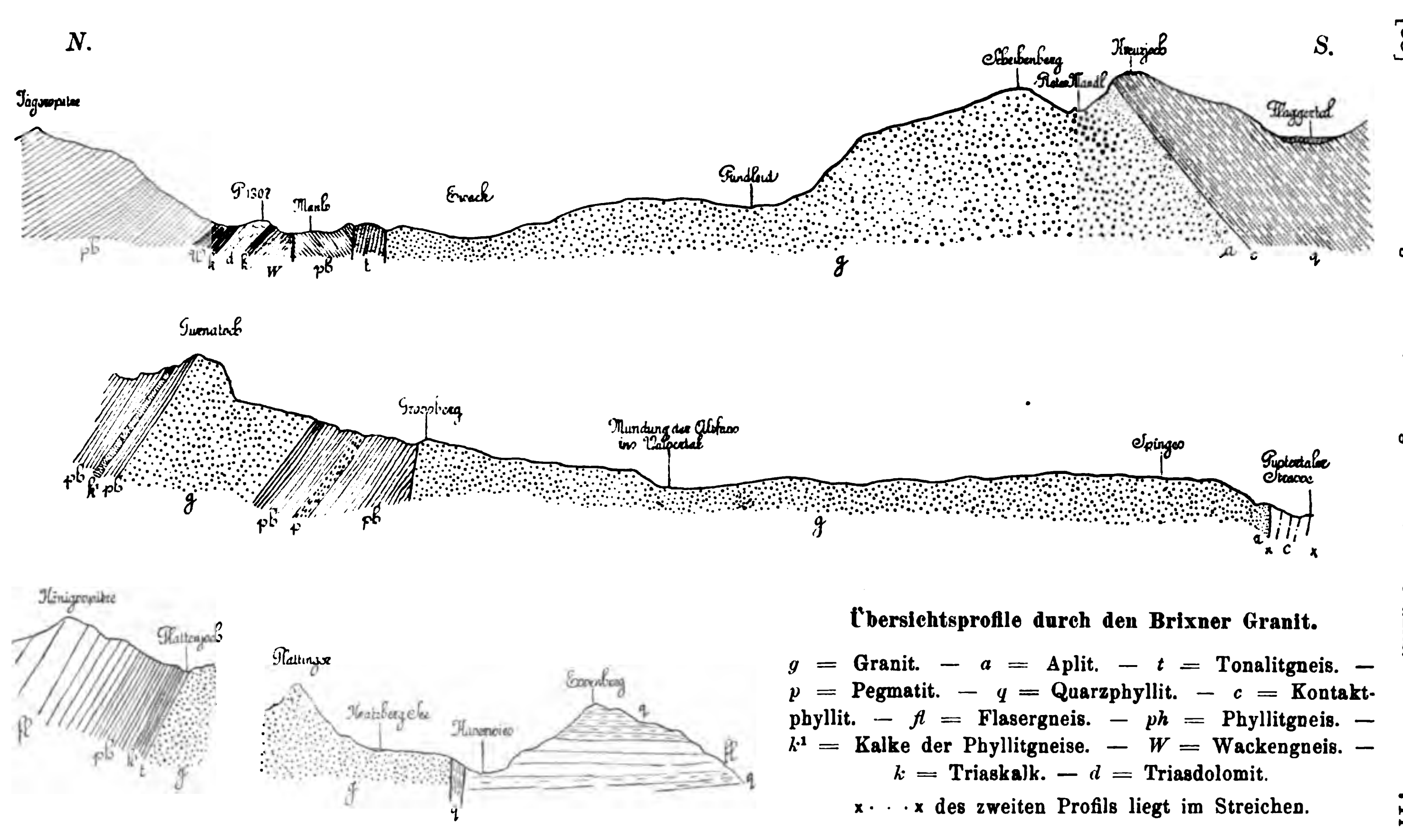


Übersicht der Verhältnisse zu den Rändern des Brixner Granits.

. . . . . . ungestörter Primärkontakt.

. . . . . . durch den Anschub von Norden modifizierter Kontakt.

——— Bruch.



Übersichtsprofile durch den Brixner Granit.

g = Granit. — a = Aplit. — t = Tonalitgneis. — p = Pegmatit. — q = Quarzphyllit. — c = Kontaktphyllit. — fl = Flasergneis. — ph = Phyllitgneis. — k^1 = Kalke der Phyllitgneise. — W = Wackengneis. — k = Triaskalk. — d = Triasdolomit.

x · · · x des zweiten Profils liegt im Streichen.

der Tauern. Für ein hohes Alter der Masse tritt auch Löwl (L. 9), ein, welcher den Brixner Granit für ein Glied in seiner periadriatischen Reihe vorpermischer Lakkolithen hält. Dagegen schließt sich Rothpletz (L. 13) unter Anführung der Argumente Pichlers der Meinung desselben an und hält dafür, daß der Granit in jungtriasischer Zeit auf der uralten Grenze des südlichen Triasmeeres emporgedrungen und mit den Quarzphylliten erst nachträglich durch einen Bruch in Berührung gekommen sei. Diese Vorstellungsweise läßt sich nach dem Vorhergehenden nicht mehr aufrecht erhalten. Grubenmann (L. 5) spricht sich nach seinen Begehungen im Iffingergebiete für das paläozoisch-triadische Alter des Schiefermantels und für das spättriadische des Granits aus. In seiner umfassenden Arbeit über die periadriatischen Massen schließt Salomon das Alter des Granits zwischen die Grenzen Kreide — ältestes Tertiär mit dem ausdrücklichen Vermerk, daß er sich über ihn nur als Glied des periadriatischen Bogens ein Urteil erlaube. Dagegen hat F. v. Wolf 1902 in einem vorläufigen Bericht über seine Untersuchungen im Bozener Porphyrgebiet interessante Funde von Graniteinschlüssen in Porphyrblöcken am Fuße des Kienberges bei Sarnthein erwähnt, auf Grund deren er sich für ein vorpermisches Alter der Brixner Masse ausspricht.

Diese Funde kann ich bestätigen. Die Blöcke von rotem Porphyr enthalten tatsächlich ziemlich häufig kantengerundete bis runde Einschlüsse von Granit, welcher unter dem Mikroskop haarscharf vom Porphyr abgetrennt und vom Typus des Brixner Granitits ist. Ja, man findet sogar Einschlüsse, welche der roten Varietät des Brixner Granits angehören. Auch im Naiftal bei Meran habe ich einen solchen Einschluß gefunden[1]).

Kürzlich hat sich Frech (L. 4) dahin ausgesprochen, daß die Intrusion des Granits „wahrscheinlich mittelkarbonisch“ ist. Unter den für die Altersbestimmung solcher Massen verwendeten Kriterien scheint mir Löwls Anschauung, daß ein Kern, welcher im allgemeinen konkordant in den Schiefern liegt, keine erheblich gestörten Schichten vorgefunden haben kann, doch zu berücksichtigen. Jedenfalls ist es nicht vorstellbar, daß in einem Gebiete, das schon stark gefaltet war, der Granit auf so weite Strecken hin in denselben, ihm vollständig konkordant aufliegenden Horizont gelangen konnte, wie dies am Nordsaum in der Westhälfte der Fall ist.

Anderseits haben wir diskordanten Primärkontakt und an manchen Stellen eine solche Einengung des Granits zwischen steilstehenden Schiefern, daß wir uns sein Auftreten vielleicht am leichtesten als eine Erscheinung im Beginn der ersten Störungsepoche vorstellen können, welche über diese Gebiete kam; dies wäre die mittelkarbonische.

Ein anderes Kriterium läge im Alter der jüngsten noch durchbrochenen Schichten, ist aber nicht verwendbar, da über das Alter der betreffenden Schichten zu wenig bekannt ist. Sicher ist, daß in

[1]) Welcher sehr günstig in einem großen Block linker Hand an der innersten Biegung der Straße nach Vernaun liegt.

den Triaskalken am Nordrand keine Pegmatite mehr vorkommen, während sie in den Phyllitgneisen häufig, ja selbst im Maulser „Verrucano", dessen Alter aber nicht feststeht, noch zu finden sind. Das beweist aber nur, daß diese Pegmatite älter sind als die Trias, während der Granit immerhin jünger sein könnte, da die Trias ihm erst nachträglich so nahe gebracht wurde.

Das Ausschlaggebendste scheinen mir in dieser Frage, wie in der von Trener[1]) durch dasselbe Kriterium entschiedenen nach dem Alter der Cima d'Asta-Masse, die erwähnten Funde von Granitgeröllen im Porphyr, welche auf ein vorpermisches Alter der Intrusion hinweisen.

V. Geologische Literatur des Brixner Granits.

1. Blaas J., Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen, pag. 559.
2. Cathrein A., Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Stuttgart 1890, I., pag. 73.
3. Ders., Dioritische Gang- und Stockgesteine aus dem Pustertal. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. Berlin, Bd. L, pag. 257.
4. Frech F., Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen. Wissenschaftl. Ergänzungshefte zur Zeitschrift d. deutschen und österreichischen Alpenvereines. II. Bd., 1. Heft, 1905.
5. Grubenmann U., Über den Tonalitkern des Iffinger bei Meran. Vierteljahrschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 41, 1896, pag. 340.
6. Ders., Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite, l. c. XVI., pag. 185.
7. Hammer W., Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1903, pag. 345.
8. Künzli E., Die Kontaktzone um die Ulten-Iffingermasse. Tschermacks mineralogische u. petrogr. Mitteilungen, 18., 1899, pag. 412.
9. Löwl F., Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermanns Mitteilungen, 1893, pag. 112.
10. Pichler A., Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Stuttgart 1871, pag. 256.
11. Ders., l. c. 1882, II., pag. 283.
12. Petrascheck W., Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1904, Bd. 54, Heft 1.
13. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart, pag. 162 ff.
14. Stache G., Der Gneis von Bruneck im Pustertal. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1872, pag. 251.
15. Ders., Die paläozoischen Gesteine der Ostalpen. Jahrb. der k. k. geol. R.-A., 1874, pag. 185.
16. Ders., Die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1879, pag. 300.
17. Salomon W., Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen, Heidelberg 1897.
18. Spechtenhauser, Diorit- und Norit-Porphyrite von St. Lorenzen im Pustertal. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Ges. 1898, pag. 1.

[1]) Dr. G. B. Trener. „Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge." Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 393.

19. Teller F., Zur Tektonik der Brixner Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung. Verhandl. der k. k. geol. R.-A., 1881, pag. 69.

20. Ders., Über die Aufnahmen im Hochpustertal, l. c. 1882, pag. 342.

21. Ders., Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette, l. c. 1882, pag. 241.

22. Ders., Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Iffingergebiete, l. c. 1878, pag. 392.

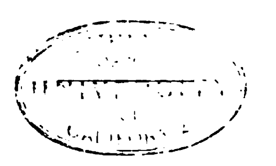
23. Teller F. u. H. v. Foullon, Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Zentralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1886, pag. 715.

24. Teller F., Über ein neues Vorkommen von Diabasporphyrit bei Rabenstein im Sarntale. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1887, pag. 198.

25. Termier P., Les Nappes des Alpes orientales et la synthese des Alpes, Paris.

26. Ders., Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Bulletin de la Société géologique de France, Paris.

Inhaltsverzeichnis.



Die Entwicklung des Doggers im westlichen Griechenland.

Von **Carl Renz** in Breslau.

Mit 3 Tafeln (Nr. XXII—XXIV) und 4 Figuren im Texte.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Juraformation auf der südlichen Balkanhalbinsel scheint nach meinen bisherigen Aufnahmen das türkische Epirus, der Westen Akarnaniens mit seinen Küsteninseln sowie Korfu, Leukas und Ithaka zu sein.

Lias wurde bis jetzt festgestellt von Ithaka und dem Süden Akarnaniens bis hinauf zur Bucht von Valona [1]).

Die liassischen Ablagerungen bilden hier das Liegende eines noch genauer zu horizontierenden Komplexes von Schiefern, Hornsteinen und Plattenkalken, die scheinbar noch Teile der Kreide mitumfassen.

Im Verhältnis zu der reichen Fossilführung des Oberlias ist die paläontologische Entwicklung des Doggers in ihren Resten jedoch weitaus ärmer.

Infolgedessen ist der Dogger, obwohl er überall da vorhandesein muß, wo noch die konkordant und unmittelbar über dem obereu Lias folgenden Partien der Schichtenreihe erhalten sind, vorerst an weniger zahlreichen Punkten als der Oberlias fossilführend nachngewiesen.

Es sei zunächst an einigen Profilen die Ausbildung und fazielle Differenzierung des unteren Doggers illustriert.

Unter den zur Darstellung gebrachten, eingehender erforschten Profilen von

1. Kap südlich San Giorgio (Epirus),
2. Palaeospita (Korfu) und
3. Vido

bilden die beiden ersteren die besten bisher aufgefundenen Aufschlüsse der über dem Lias folgenden Ablagerungen; während auf der Insel Vido die Trümmer der gesprengten Festungswerke sowie der Anbau das Studium erschweren.

[1]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905, Beil.-Bd. 21, pag. 229 ff.

I. Lias und Dogger am Kap südlich San Giorgio (Epirus) [Punta rossa].

Das Profil am Kap südlich des Klosters San Giorgio bietet einen Durchschnitt durch den mittleren Lias, oberen Lias und unteren Dogger.

Gleichsinnig liegen (vgl. Taf. XXII) übereinander:

1. Mittlerer Lias in der gewöhnlichen Ausbildung als weißer, dickgebankter Kalk, der an der Grenze gegen den oberen Lias dolomitisch wird.

2. Die oberen, mehr dolomitischen Bänke enthalten zahlreiche Pyritkristalle und führen unbestimmbare Ammoniten sowie Brachiopoden. Diese Brachiopodenkalke entsprechen dem im Mittelmeergebiet verbreiteten Horizont der *Terebratula Aspasia Menegh.* Häufig sind neben Spiriferinen und Rhynchonellen Formen aus der Verwandtschaft der *Terebratula cerasulum Zittel* und *Koninckodonta Geyeri Bittner.*

3. Gelbe und blaue tonige Kalke und Mergel mit Nestern von Pyrit, der zum Teil in Limonit umgewandelt ist, sowie mit folgenden Arten:

Hildoceras bifrons Brug.
„ *Levisoni Simps.*
„ *Mercati Hauer*
„ *Erbaense Hauer*
„ *comense Buch* und Varietäten
„ *quadratum Haug*
Lillia Lilli Hauer
Harpoceras subplanatum Oppel
„ *discoides Zieten*
„ (*Grammoceras*) *radians Rein.*
Coeloceras annulatum Sow.
„ *subarmatum Young et Bird*
„ *crassum Phil.*
„ *Desplacei Orb.*
„ *commune Sow.*
Phylloceras Nilssoni Hébert
„ *selinoides Meneghini*
„ *heterophyllum Sow.*
Lytoceras rubescens Dum.

Die Ammoniten bestehen meist aus hellgelblichem Kalk, enthalten oft massenhaft Eisenkieswürfel oder Limonit und sind sämtlich für den Oberlias bezeichnend.

4. Gelbliche, tonige, dünnplattige Kalke von knolliger Struktur (zirka 2 *m*) mit *Dumortiera Dumortieri Thioll*, *Harpoceras* (*Grammoceras*) *cf. mactra Dum.* und *Hammatoceras* (*Erycites*) *spec. ind.*

Die oberste, direkt unter 5 liegende Schicht enthielt *Hammatoceras* (*Erycites*) *gonionotum Benecke.* Die Schicht 4 bildet daher ein Äquivalent der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Zone.

5. Rote, mehr dichte, weniger tonige und dicker gebankte Kalke, deren Umfang auf etwa 3 *m* geschätzt wurde.

Die roten Kalke enthalten gleichfalls Ammoniten, die sich aber aus dem harten Gestein nicht isolieren ließen.

Die oberste, rote Bank lieferte ein wohlerhaltenes *Phylloceras Zignoanum Orb.* Dasselbe kommt allerdings für eine genauere Horizontierung infolge seiner Vertikalverbreitung wenig in Betracht.

6. Weiße Kalke in gleicher Entwicklung wie 5.

7. Reste von Hornsteinen.

Die Lias-Doggerschichten ziehen von der Punta rossa zum Butrintosee hinüber, an dessen Westufer die Aufschlüsse jedoch verwachsen sind. Nur einige Oberliasammoniten, wie *Hildoceras bifrons Brug.*, *Hildoceras comense Buch*, *Phylloceras Nilssoni Hébert*, konnten dort ermittelt werden.

Die im Süden vom Kap südlich San Giorgio befindlichen Aufschlüsse am Kap Scala sind weniger übersichtlich und vollständig.

Auf der Nordseite dieses Kaps befinden sich im Liegenden des Oberlias [1]) die Brachiopodenkalke. Auf der Südseite des Kaps wurden im Hangenden des Oberlias [2]) die schon früher angegebenen Doggerspezies [1]) gewonnen.

II. Lias-Doggerprofil bei Palaeospita (Korfu).

Die umstehende Zeichnung (Fig. 1) gibt einen Längsschnitt durch die Schlucht von Palaeospita, von den Brunnen ab östlich aufwärts bis zur Teilung des Trockenbaches (siehe Fig. 2).

1. Schwarze und gelbe kalkhaltige Schiefer und Mergel oder tonige Kalke. Die Schiefer usw. mit *Posidonia Bronni Voltz.* Auch schwarze Hornsteinbänkchen eingelagert.

2. Graublaue Breccienbank; darin auskeilend Schiefer mit Posidonien.

3. Schwarze und gelbe Posidonienschiefer wie 1. Die schwarzen Schiefer sind teilweise mit einer asphaltähnlichen Substanz imprägniert.

4. Graue Kalkbreccien wie 2, mit schwarzen Hornstein- und Pyritknollen, sowie mit folgender oberliassischen Ammonitenfauna:

Hildoceras bifrons Brug.
„ *Mercati Hauer*
„ *comense Buch* mit Varietäten
„ *Erbaense Hauer*
Lillia Lilli Hauer
Harpoceras (Grammoceras) radians Rein.
Coeloceras annulatum Sow.
„ *crassum Phil.*
Phylloceras Nilssoni Hébert.

---

[1]) Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905, Beil.-Bd. 21, pag. 238.

[2]) Mit *Phylloceras Nilssoni Hébert, Harpoceras subplanatum Oppel* etc.

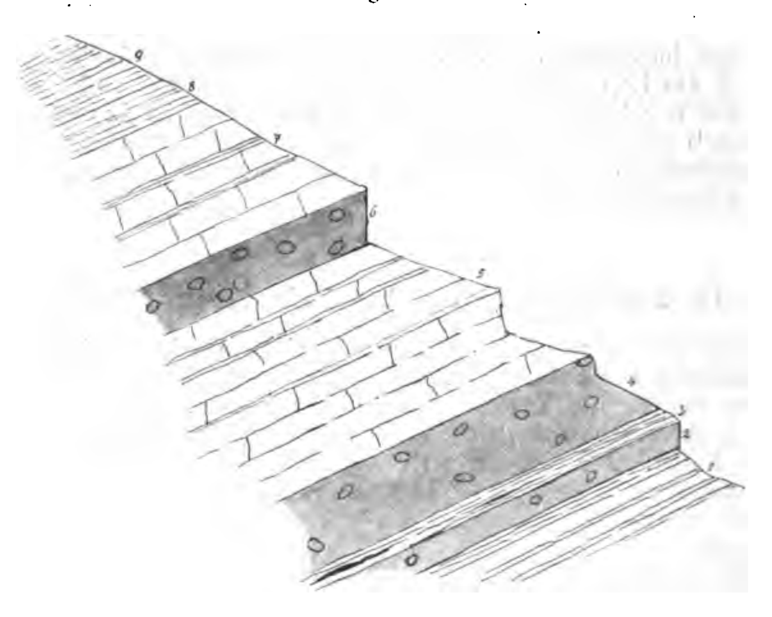
5. **Helle Plattenkalke mit eingeschalteten schwarzen Hornsteinbänkchen und gelbe, bläuliche und schwarze Schiefer mit Posidonien und Aptychen.**

6. **Brecciöse Kalke mit hellem und violettrotem tonigen Bindemittel, enthaltend:**

Dumortieria Dumortieri Thioll.
„ *evolutissima Prinz*
Hammatoceras (*Erycites*) *gonionotum Benecke.*
Phylloceras aus der Gruppe des *Ph. Nilssoni.*



Fig. 1.



Schichtenfolge des oberen Lias und unteren Doggers bei Palaeospita auf Korfu.

Diese Arten sprechen für eine Vertretung der beiden unteren Doggerhorizonte.

7. Plattenkalke mit rötlichen Hornsteinzwischenlagen.

8. Gelbliche Hornsteine mit Posidonien.

Es sind demnach zweierlei Posidonienschichten zu unterscheiden, die sich, da die Schalen fast ausnahmslos schlecht erhalten und plattgedrückt sind, an Handstücken meistens kaum auseinanderhalten lassen.

Die Grenze zwischen Lias und Dogger liegt bei Palaeospita voraussichtlich in der Schicht 5.

Der mittlere Lias ist dort nicht mehr aufgeschlossen, sondern abgesunken.

Von der Liaszone Sinies—Palaeospita—Karya [1]) gegen Glypha zu sind mehrere Brüche zu konstatieren.

Beim Abwärtsschreiten von Palaeospita sowohl, wie von Karya schneidet man auf beiden Wegen oberhalb Vligatzuri dieselben



Fig. 2.



Palaeospita auf Korfu von W.

Ammoniten- [2]) und Posidonienschichten und ein zweitesmal unmittelbar bei den Häusern Vligatzuri (oberhalb Glypha). Hier liegen die Zisternen in den liassischen Posidonienschiefern.

III. Dogger und Lias im Norden der Insel Vido (Korfu).

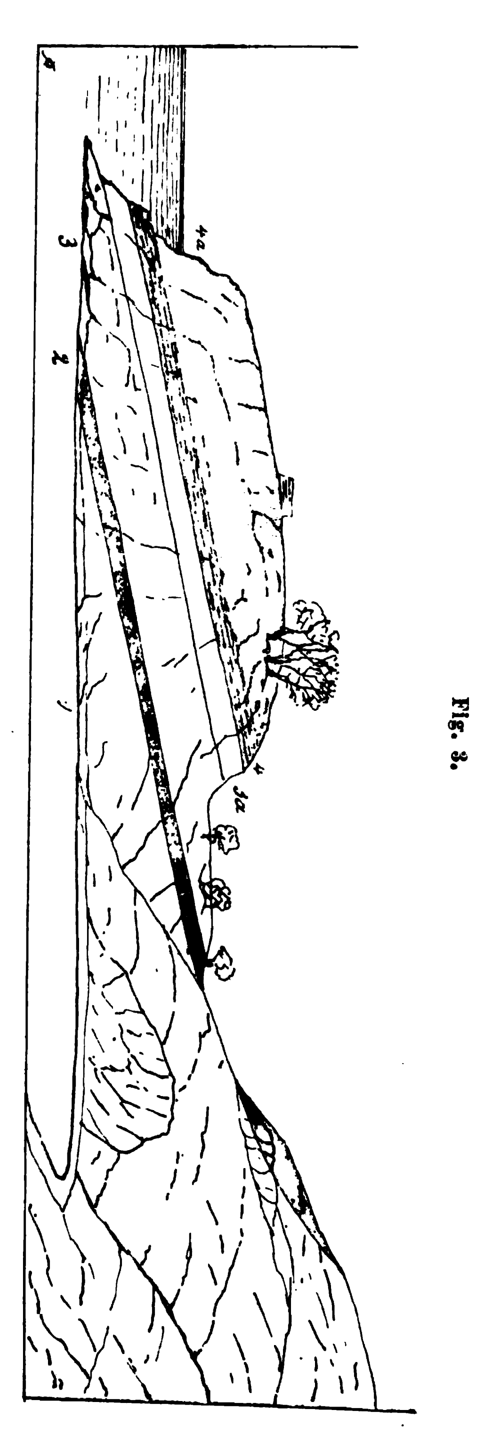
Dieser am leichtesten von der Stadt Korfu aus zu erreichende Fundpunkt des Lias und Doggers ist, wie schon erwähnt, durch die dort befindlichen, in Trümmern liegenden früheren englischen Befestigungen weniger übersichtlich.

---

[1]) Bei Karya liegen die Verhältnisse wie bei Palaeospita (Dogger mit *Hammatoceras [Erycites] fallax Benecke*).

[2]) Zwischen Karya und Vligatzuri wurden *Harpoceras subplanatum Oppel* und *Phylloceras heterophyllum Sow.*, zwischen Palaeospita und Vligatzuri dagegen *Hildoceras spec.* und *Coeloceras spec.* aufgesammelt. Letztere Liasschichten beginnen oberhalb Vligatzuri, wo sich der Weg hinüberwendet in das Tal des Baches von Sinies und sind längere Zeit längs des Pfades bemerkbar. Darüber liegen auch Hornsteine mit Dogger-Posidonien.

Fig. 3.



Profil im Norden der Insel Vido.

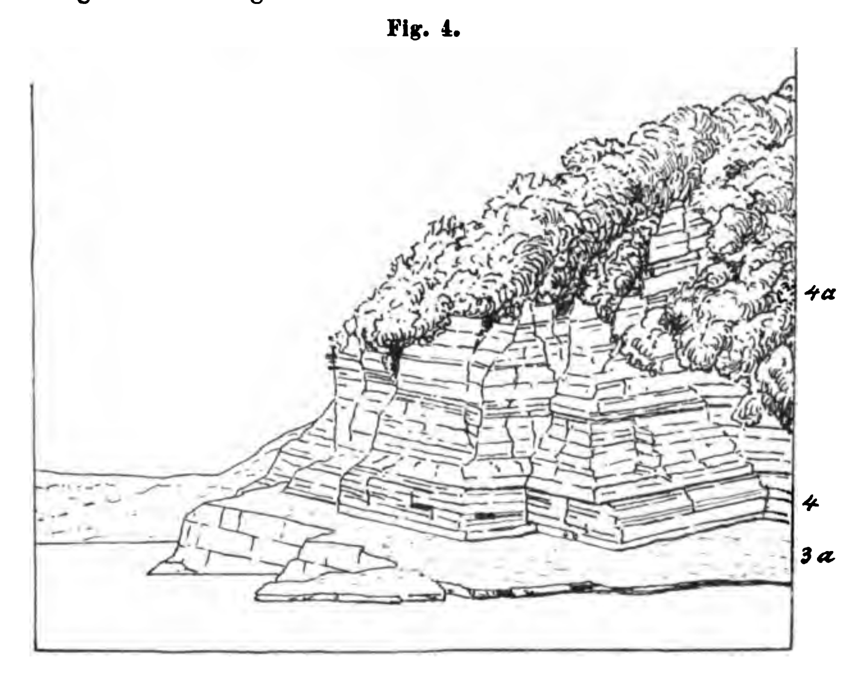
Schon Portlock[1]) hatte auf Vido Ammoniten und Brachiopoden gefunden, die als unbestimmbare Planulaten und *Terebratula cf. pala* zitiert werden.

Selbstverständlich ist auch die Annahme de Stefanis, daß die Kalke Vidos dem Tithon[2]) angehören, auf Grund meiner Untersuchungen unrichtig. (Siehe Fig. 3.)

1. Mittlerer Lias in der gewöhnlichen Ausbildung, namentlich am Meeresufer, sowie in Steinbrüchen aufgeschlossen.

2. Helle bis gelbe, brecciöse und tonige Kalke mit Oberliasammoniten[3]) sowohl unten am Meeresufer als an dem dem Fort gegenüberliegenden Abhang.

Fig. 4.



Kalke mit Stephanoceren; überlagert von Posidoniengesteinen im Norden der Insel Vido.

3. Dünngebankte, helle Kalke mit knolliger Oberfläche, gegen oben zu kieselig. Aus der obersten Bank (3 *a*) *Stephanoceras aff. longalvum Vacek*[3]) und *Phylloceras cf. disputabile Zittel.* (Siehe Fig. 4.)

---

[1]) Portlock, Quaterly journal geolog. soc. 1845, Bd. I, pag. 87. Vgl. ferner: Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation, pag. 53, und Partsch, Die Insel Korfu. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 88.

[2]) Charles de Stefani, Observations géologiques sur l'île de Corfou. Bull. soc. géol. de France, 22. (3), 1894, pag. 445.

[3]) Carl Renz, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905, Beil.-Bd. 21, pag. 240 u. 286. Wie schon früher darauf hingewiesen wurde, könnte es sich auch um eine der jüngeren Humphriesianus-Formen handeln; in Anbetracht der fragmentären Erhaltung dieses *Stephanoceras* ist eine genaue Bestimmung jedoch ausgeschlossen.

4. Gleichsinnig darüber folgen gelbliche Hornsteine (4 und 4*a*), die in den unteren tonigen Zwischenlagen (4) Posidonien führen.

Sämtliche Schichten lagern in vollkommener Konkordanz über dem Mittellias, in schwacher Neigung gegen N einfallend.

Große Ähnlichkeit mit dem Norden Vidos hat die Schichtenfolge in der gegenüberliegenden Bucht von Phtelia (Epirus).

Dort folgen über den gelben und blauen, pyritreichen, tonigen Kalken und Mergeln, die eine reiche oberliassische Fauna [1]) geliefert haben, helle Kalke, die den Doggerkalken Vidos gleichen, und hierüber die Posidoniengesteine. Letztere enthalten auch Aptychen. Posidonien wurden ferner auf der Nordseite der Bucht gefunden.

Der Dogger auf Leukas.

Die faunistisch verhältnismäßig reichen Doggerbildungen der Insel Leukas (Santa Maura) ähneln denen des Kaps südlich vom Kloster S. Giorgio (Epirus).

Auf Leukas ist der Oberlias jedoch vornehmlich in der Fazies der roten, tonigen Kalke und Mergel vom Typus der Panagiakapelle auf Korfu entwickelt.

Diese roten tonigen Kalke und Mergel sind die sonst im westlichen Griechenland am häufigsten auftretenden Oberliassedimente [2]).

Die Ammoniten der leukadischen *Opalinus*-Zone sind in einem blendend weißen, dichten und harten, splitterig brechenden Kalk erhalten, die des *Murchisonae*-Horizonts in roten oder weiß gefleckten Kalken, die zum Teil reich sind an winzigen Crinoidenresten.

Die Doggerfauna von Leukas enthält folgende Arten:

---

[1]) Die Fossilliste ist angegeben in Carl Renz, Über die mesozoische Formationsgruppe der südwestlichen Balkanhalbinsel. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905, Beil.-Bd. 21, pag. 238.

[2]) Rote tonige Kalke und Mergel des Oberlias.

Korfu:

1. Hochtal der Panagiakapelle—Strinilla bis gegen Drymodi.

Epirus (Albanien):

1. Im Vyrostal.
2. An der Saschitza.

Leukas:

1. Talschlucht zwischen Exanthia und Kalamitsi.
2. Südabsturz des Stavrotasmassivs.
3. Nördlich von Kavalos.

Ithaka:

1. Im Osten des Hafens von Vathy.
2. Im Osten der Bucht von Skinos.
3. Am Kap Skinos.
4. Mina Malapanu.
5. Unterhalb Kapelle H. Ilias (südl. Vathy).
6. Oberhalb der Bucht von Dexia.
7. Bei Kioni.
8. Bei Aliki.
9. Im Westen und Nordwesten von Exogi.
10. Am Kap Argastaries.

(Fortsetzung der Anmerkung nächste Seite.)

Tmetoceras scissum Benecke.

Zahlreiche typische Formen vom Südabsturz des Stavrotasmassivs und nördlich von Kavalos.

Tmetoceras Hollandae Buckman.

Inf. oolite Ammonites of the British Islands. Taf. 48, Fig. 11 und 12.

Tmetoceras Hollandae Buckman ist die involutere und enger gerippte Varietät von *Tmetoceras scissum Benecke.*

Südabsturz des Stavrotasmassivs.

Dumortieria Dumortieri Thioll.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.
Nördlich von Kavalos.
Exanthia.

Dumortieria evolutissima Prinz.

Jahrbuch d. kgl. ungar. geol. Anst., XV, pag. 66, Taf. 33, Fig. 1, und Taf. 38, Fig. 10.

Sowohl der Typus, wie die enger gerippte Form (*var. multicostata Prinz*, pag. 67, Taf. 30, Fig. 2, und Taf. 38, Fig. 11) sind in den leukadischen Aufsammlungen enthalten.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.
Nördlich von Kavalos.
Bei H. Gerasimos auf der Insel Kalamos.

Dumortieria insignisimilis Brauns.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.
Nördlich von Kavalos.

Coeloceras modestum Vacek.

Ein vorliegendes Exemplar von Anavrysada gleicht der Figur von Vacek (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, 1886, Bd. 12, Taf. 17, Fig. 4 u. 6). Der Windungsquerschnitt ist jedoch nicht ganz so breit; insofern steht das leukadische Stück zwischen *Coeloceras modestum* und *Coeloceras modestum var. compressa Prinz* im Jahrb. d. ungar. geol. Anstalt, XV, Taf. 34—35, Fig. 3 u. 5.

Akarnanien:

1. Zwischen Monastirakion und Hochtal Livadi.
2. Im O—SSO von Zavista.
3. Im Süden von Zavista (bezw. bei Stinowitzi).
4. Östlich von Vlizana.
5. Östlich von Astakos.

Kalamos:

1. Bei Kokkinopili.

Diese Kalke und Mergel sind jeweils durch das Vorkommen von *Posidonia Bronni Voltz*, sowie durch die schon öfters erwähnte Oberliasfauna ausgezeichnet (vgl. Carl Renz, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Beil.-Bd. 21, pag. 236).

Coeloceras norma Dumortier.

Etudes paléont. bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, pag. 276, Taf. 57, Fig. 7 u. 8.

Die Definition Dumortiers, daß *Coeloceras norma* (aus der *Opalinus*-Zone von la Verpillière) in Form und Skulptur der *Dumortieria Dumortieri Thioll.* äußerst ähnlich ist, sich dagegen durch das Fehlen des Kieles und der Einschnürungen auf seinen regelmäßigen Windungen davon unterscheidet, trifft auch sehr gut auf ein kleines Exemplar (weißer Kalk) von Anavrysada (Leukas) zu.

Dasselbe stimmt ganz mit der Abbildung Dumortiers überein, zeigt jedoch eine Verengung seiner Mündung, eine Erscheinung, die bei Coeloceren sehr oft beobachtet wird [1]). Ich bin daher der Ansicht, daß eine Abtrennung wegen dieser Eigentümlichkeit nicht erforderlich ist.

Phylloceras ultramontanum Zittel.

Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1869, Bd. XIX, pag. 66, Taf. I, Fig. 4—6.

Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1886, Bd. XII, Taf. V, Fig. 15—20. (Über die Fauna der Oolithe von Kap San Vigilio.)

Ein Steinkern vom Südabsturz des Stavrotasmassivs gleicht vollständig den zitierten Abbildungen.

Hammatoceras (Erycites) fallax Benecke.

Erycites fallax variiert bedeutend.

Der Typus von gleicher Größe ist etwas feiner gerippt und ein wenig dicker und involuter als die leukadischen Formen. Varietäten, die in dieser Richtung noch wesentlich mehr abweichen, bildet Dumortier aus der *Opalinus*-Zone von la Verpillière ab. (Etudes paléontologiques sur les dépots jurassiques du bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, 1874, Taf. 55, Fig. 3 und 4.) Ein kleineres Exemplar vom Südabsturz des Stavrotasmassivs stimmt mit Fig. 5 auf Taf. V von Vacek (Oolithe von Kap San Vigilio) überein.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.

Nördlich von Kavalos.

Hammatoceras (Erycites) gonionotum Benecke.

Erycites gonionotum Ben. wurde ebenso wie *Erycites fallax Ben.* vom Verfasser im Straßburger geologischen Museum mit den Originalen Beneckes verglichen. Formen, die dem Originalexemplar von Kap San Vigilio vollständig ident sind, fanden sich nördlich von Kavalos und am Südabsturz des Stavrotasmassivs. Von letzterem Vorkommen (Anavrysada) liegt mir ein kleineres Stück vor, das sich von dem Typus etwas mehr entfernt und mit der Fig. 9 auf Taf. XVI von Vacek (Oolithe von Kap San Vigilio) gleichzustellen ist.

---

[1]) Vgl. hierzu: Carl Renz, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905, Beil.-Bd. 21, pag. 278.

Hammatoceras Lorteti Dumortier.

1874. *Ammonites Lorteti Dumortier.* Etud. paléont. bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, pag. 262, Taf. 54, Fig. 1 und 2.

1886. *Hammatoceras Lorteti Vacek.* Oolithe von Kap St. Vigilio. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. XII, Taf. 14, Fig. 5—9.

Ein mit den Figuren Dumortiers und den in der k. k. geologischen Reichsanstalt befindlichen Originalen Vaceks vom Kap San Vigilio gut übereinstimmendes Stück stammt von Anavrysada (rötlicher Kalk) auf Leukas.

Weiter entfernt steht die von J. Prinz abgebildete Form von Csernye im Bakonyerwald. (Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. Anst. 1904, Bd. 15, Taf. 23, Fig. 2.)

Hammatoceras Alleoni Dumortier.

1874. *Ammonites Alleoni Dumortier.* Etud. paléont. bassin du Rhône, IV, Lias supérieur, pag. 259, Taf. 52, Fig. 3 und 4.

Vom Südabsturz des Stavrotasmassivs (weißer Kalk) auf Leukas.

Hammatoceras procerinsigne Vacek.

1886. *Hammatoceras procerinsigne Vacek.* Über die Fauna der Oolithe von Kap San Vigilio. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien. Bd. XII, Nr. 3, Taf. 14, Fig. 10—13.

Nördlich von Kavalos wurde ein Bruchstück aufgesammelt, das mit *Hammatoceras procerinsigne Vacek* aus dem unteren Dogger des Gardasees vereinigt werden kann, wie ich mich durch direkten Vergleich mit den Originalexemplaren Vaceks im Museum der Wiener geologischen Reichsanstalt überzeugen konnte.

Sphaeroceras polyschides Waagen.

Aus rötlichgefärbtem Kalk vom Südabsturz des Stavrotasmassivs.

Harpoceras (Grammoceras) fluitans Dum.

Nördlich von Kavalos.

Übereinstimmend mit den Stücken vom Kap San Vigilio in der Wiener geologischen Reichsanstalt.

Harpoceras (Lioceras) opalinoides Ch. Meyer.

Nördlich von Kavalos.

Harpoceras (Lioceras) cf. opalinum Rein.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.



Harpoceras (Lioceras) Murchisonae Sow.

Südabsturz des Stavrotasmassivs.

Von Kalamos, einer Künsteninsel Akarnaniens, ist bis jetzt eine einzige Doggerart, die charakteristische *Dumortieria evolutissima Prinz* bekannt. *Dumortieria evolutissima* wurde in den über dem Oberlias bei Kapelle H. Gerasimos [1]) liegenden Kalken angetroffen.

Es sind demnach durch diese Cephalopodenarten die beiden unteren Doggerzonen des *Harpoceras opalinum* und *Harpoceras Murchisonae* nachgewiesen.

Der Grund, warum es mir nicht möglich ist, beim Dogger von Leukas mehr als allgemeine Angaben zu geben, ist ein eigenartiges Verfahren der griechischen Zollbehörden.

Diese glauben in den Ammoniten Objekte der antiken griechischen plastischen Kunst zu sehen, deren Ausfuhr gesetzlich verboten ist. Bei einer zweimaligen Visitation ist die zum Teil horizontiert gesammelte Fauna derartig durcheinandergeraten, daß nunmehr meist wieder auf rein paläontologischer Basis Rückschlüsse auf die Stratigraphie gezogen werden müssen.

Zusammenfassung.

Aus der voranstehenden Beschreibung ergibt sich, daß die Schichtenfolge vom mittleren Lias ab ohne Unterbrechung weitergeht und keinerlei Diskordanz, wie de Stephani [1]) auf Korfu annimmt, den Oberlias von den darüberlagernden Bildungen trennt.

De Stephani stellt den über dem Oberlias folgenden Schichtenkomplex, aus dem jetzt die Doggerarten bekannt geworden sind, fälschlich ins Obereocän-Oligocän.

Durch die oben zitierte Ammonitenfauna, deren umschließendes Gestein mehr oder minder regionale Abänderungen zeigt, wird im allgemeinen eine Vertretung der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Zone gewährleistet.

Phylloceras Zignoanum Orb. aus den darüberfolgenden roten Kalken vom Kap südlich San Giorgio (Epirus) ist der Nachfolger des *Phylloceras ultramontanum Zittel*, der auch auf Leukas auftritt, und wird aus allen Schichten des oberen Doggers und Malms (von den Klausschichten bis zum Tithon) angegeben. Diese Art kann daher für eine genauere Niveaubestimmung nicht verwendet werden.

Es wird somit auf der südlichen Balkanhalbinsel zum erstenmal auch unterer Dogger festgestellt.

---

[1]) C. Renz, Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1905. Beil.-Bd. 21, pag. 248.

[2]) Ch. d. Stephani, Observations géologiques sur l'ile de Corfou. Bull. soc. géol. de France. 22. (3), 1894, pag. 445.

Die höher zu horizontierenden Posidoniengesteine sind meist gleichartig über weite Gebiete verbreitet.

Bei der größtenteils nur mangelhaften Erhaltung und der an und für sich großen Ähnlichkeit der Posidonienarten war erst durch das genauere Studium der Schichtenfolge (Profile bei Palaeospita und im Norden Vidos), in der jetzt alle Zwischenglieder durch Fossilien festgestellt sind, der strikte Beweis zu erbringen, daß Lias- und Dogger-Posidonienhorizonte vorhanden sind.

Die Dogger-Posidonien können wohl im wesentlichen mit der *Posidonia Buchi Roemer* (zuerst bekannt aus den *Parkinsoni*-Schichten Schlesiens) verglichen werden. Gemeinsam mit dieser feinrippigen Art kommen jedoch auch in Griechenland Formen vor, die sich ausnehmend der *Posidonia alpina Gras.* (Klausschichten) nähern.

Auch die Größe der Formen schwankt beträchtlich.

Herr Professor Steinmann in Freiburg, dessen freundlichen Beirates ich mich bei der Bestimmung der Posidonien zu erfreuen hatte, war ebenfalls der Ansicht, daß sich hier verschiedene Spezies nicht auseinanderhalten lassen.

Die Dogger-Posidoniengesteine treten nach dem gegenwärtigen Stande meiner Untersuchungen voraussichtlich noch an folgenden Lokalitäten auf:

Korfu: Oberhalb der Liaszone Sinies—Palaeospita—Karya, oberhalb Vligatzuri, im Norden der Insel Vido, unterhalb der Kapelle H. Kyrikos[1]), bei Melissia, Krinia, Almyros, südlich und südwestlich der Antiniotibucht und auf dem S. Deka.

Epirus: Am Westabfalle des Stugara-, Platovuni- (Taf. XXIV) und Bačgebirges, zwischen Chan Zarovina und Chan Delvinaki, im oberen Vyrostal (zwischen Chan Vyros und der südlich davon gelegenen Straßenbrücke), talabwärts von Kerasovon, in der Phteliabucht und bei Gumenitza.

Ithaka: Seitental im Osten des Hafens von Vathy.

Kalamos: Im NNO von Dorf Kalamos und im SW von Kephali.

Akarnanien: Bei Monastirakion, im nördlichen Teil des Hochtales Livadi, nordöstlich von Varnakas, im Südosten von Platiali, bei Dorgovitza.

Das Profil bei Palaeospita (Korfu) zeigt ferner, daß auch die liassische *Posidonia Bronni Voltz* in Griechenland keineswegs eine Zone repräsentiert, sondern durch den ganzen Oberlias hindurchgeht. Dies wurde gleicherweise an verschiedenen anderen Punkten Griechenlands beobachtet.

Von Ithaka liegt mir zum Beispiel ein *Hildoceras Erbaense Hauer*[2]) = Zone des *Lytoceras jurense* vor, der mit Posidonien bedeckt ist.

[1]) Darunter liegen am Kurkuli auch liassische Posidonienschichten (*Posidonia Bronni Voltz*), sowie graue tonige Kalke mit *Phylloceras Nilssoni Hébert etc.*

[2]) Fundort oberhalb der Bucht von Dexia.



In allen Fällen läßt sich zwischen den im Oberlias auftretenden Typen kein Unterschied wahrnehmen, soweit wenigstens die Erhaltung eine genauere Untersuchung zuläßt.

Es ist demnach im griechischen Oberlias und Dogger dieselbe Beobachtung zu machen, die nach Neumayr im unteren Lias der Alpen bemerkenswert ist.

Die in der mediterranen Region heimischen Typen vermischen sich in ihrem Ursprungsgebiet und sind wenig niveaubeständig.

In Mitteleuropa dagegen, wohin sie eingewandert sind, ist ihr Auftreten mit großer Genauigkeit auf die einzelnen Zonen beschränkt.

Das bekannte Beispiel der drei Unterliasgattungen *Psiloceras, Schlotheimia, Arietites* wiederholt sich in gewissem Sinne auch bei den jüngeren Posidonien.

Die in dieser Abhandlung zitierten Doggerfossilien wurden vom Verfasser in den Museen von Breslau (Univ.-Inst.), Freiburg (Univ.-Inst.), Straßburg (Univ.-Inst.) und Wien (Geolog. Reichsanst.) mit den dortigen Originalexemplaren verglichen.

Ich möchte mir daher erlauben, auch an dieser Stelle den Herren Prof. Frech, Prof. Steinmann, Prof. Benecke und Chefgeologen G. v. Bukowski, der mir in Abwesenheit der Direktion die Vergleichsstudien gestattete, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



Epirus: Kap südlich des Klosters San Giorgio (Punta rossa).

Durchschnitt durch den oberen Lias und unteren Dogger (vergl. pag. 746 [2]).

(Nach einer Photographie des Verfassers.)

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVI, 1906.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Epirus: Gefalteter Plattenkalk nordöstlich vom Kap südl. San Giorgio.

(Nach einer Photographie des Verfassers.)

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichanstalt Bd. LVI, 1906.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Epirus: Dorf Muzina am Westabfall der Platovuni.

Posidoniengesteine (vergl. pag. 757 [13]).

(Nach einer Photographie des Verfassers.)

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVI, 1906.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XI [I].

Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe.

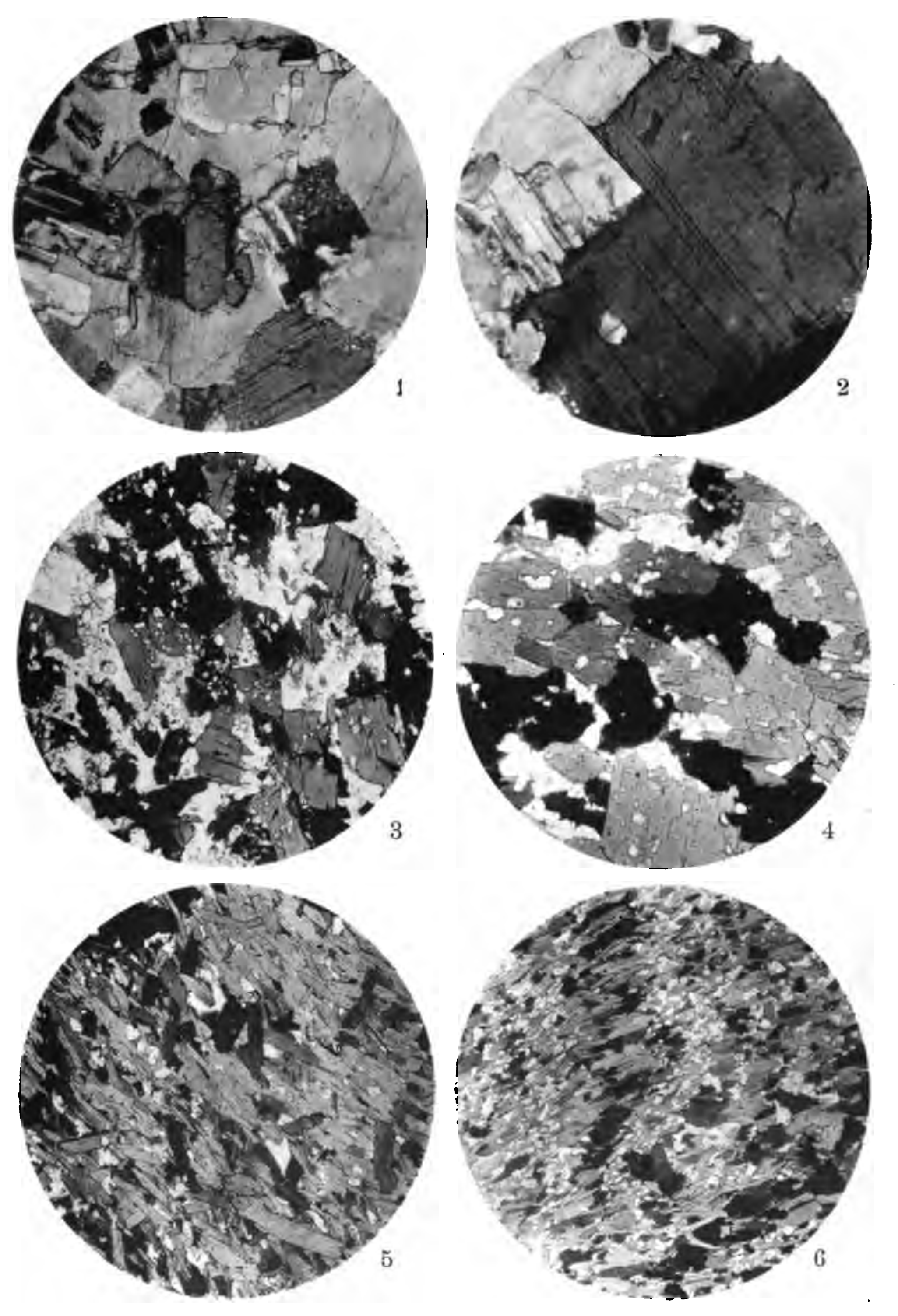
Erklärung zu Tafel XI [I].

Fig. 1. Orthit in normalem Tonalit. Sechsseitiger Querschnitt. Im Zentrum des Schliffes und rechts vom Orthit ein Plagioklas mit Myrmekitzapfen; dem gegenüber verhält sich Orthit vollständig idiomorph.
Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 2. Biotit aus dem normalen Tonalit mit fransenförmigem Rand und borstenartigem Fortsatz, der in den Plagioklas tief hineindringt. Plagioklas als Einschluß in Glimmer, der an den Lamellenstreifen plötzlich glatt abschneidet.
Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 3 u. 4. Siebstruktur der Hornblende und des Biotits einer Biotitkonkretion des normalen Tonalits (Rand).
Unpolarisiertes Licht. Fig. 3 Vergrößerung 5; Fig. 4 Vergrößerung 20.

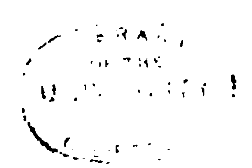
Fig. 5 u. 6. Dichtes Geflecht von leistenförmigem Glimmer in einer Biotitkonkretion des normalen Tonalits (Zentrum).
Unpolarisiertes Licht. Fig. 5 Vergrößerung 20; Fig. 6 Vergrößerung 5.



Phot. d. Aut. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVI, 1906.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

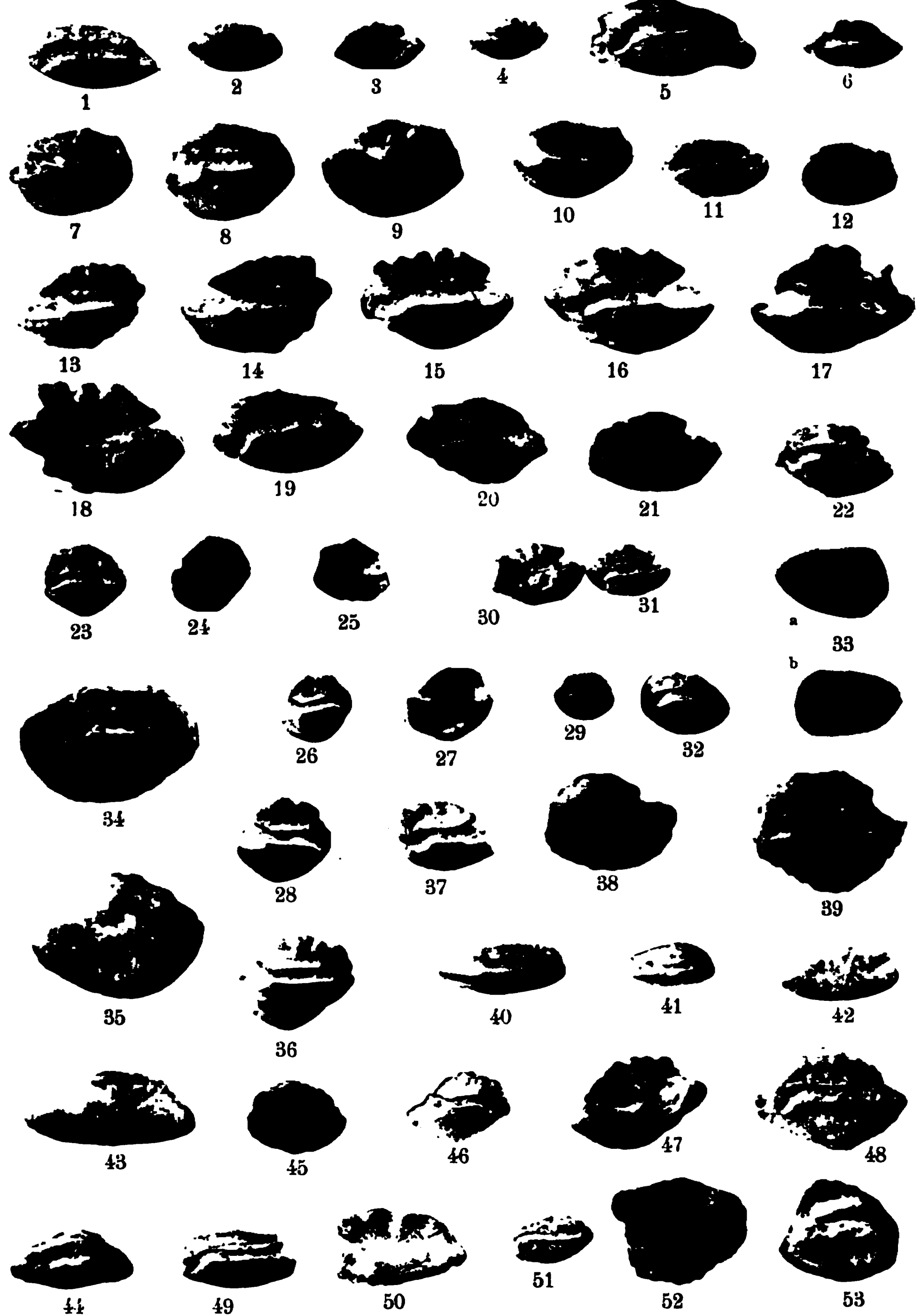


Tafel XVIII [IV].

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.

Erklärung zu Tafel XVIII [IV].

Fig. 1—4. *Otolithus* (*Serranus*) *Noetlingi Kok.* 4/1. Vöslau.
Fig. 5. „ „ *steinabrunnensis Schub.* 4/1. Steinabrunn.
Fig. 6. „ (*Centropristis*) *integer Schub.* 4/1. Steinabrunn.
Fig. 7—9. „ (*Dentex*) *latior Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 10—12. „ „ *subnobilis Schub.* 4/1. Neudorf.
Fig. 13—18. „ (*Cantharus?*) *Tietzei Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 19—22. „ (*Box?*) *insignis Pr.?* 4/1. Vöslau.
Fig. 23—29. „ (*Pagellus?*) *gregarius Kok.* Etwa 1·5/1. Kienberg.
Fig. 30 u. 31. „ (*Percidarum*) *opinatus Pr.* 4/1. Vöslau.
Fig. 32. „ „ *arcuatus Bass. et Schub.* Etwa 1·5/1. Kienberg.
Fig. 33. „ (*inc. sed.*) *lunaburgensis Kok.* (Kopie nach Prochazka). Seelowitz.
Fig. 34 u. 35. „ (*Sparidarum*) *vöslauensis Schub.* 10/1. Vöslau.
Fig. 36? 38 u. 39. *Otolithus* (*Smaris?*) *elegans Pr.* 36 4/1, 38, 39 10/1. Vöslau.
Fig. 37. *Otolithus* (*Cottidarum*) *sulcatoides Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 40—42. „ (*Sphyraena*) *Hansfuchsi Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 43 u. 44. „ (*Crenilabrus*) *simplicissimus Schub.* 10/1. Neudorf.
Fig. 45. „ (*Atherina*) *austriacus Schub.* 10/1. Kienberg.
Fig. 46—48. „ (*Chrysophris*) *Doderleini Bass. et Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 49 u. 50. „ (*Mugil?*) *dissimilior Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 51. „ (*Mugil*) *similis Schub.* 4/1. Vöslau.
Fig. 52. „ (*Clupea*) *aff. testis Kok.* 10/1. Vöslau.
Fig. 53. „ (*Phrynorhombus*) *Bassolii Schub.* 10/1. Brunn. (Miocän.)



Photographie und Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.